

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Estratigrafía**



**ESTUDIO COMPARATIVO DE LA EVOLUCIÓN  
SEDIMENTARIA Y DIAGENÉTICA DE LOS LITOSOMAS  
CARBONATADOS ARRECIFALES (PRE-RIFTING) DE  
LA CUENCA DE CAMEROS. KIMMERIDGIENSE. LA  
RIOJA-SORIA**

**MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE  
DOCTOR POR**

María Isabel Benito Moreno

Bajo la dirección del Doctor:

Ramón Mas Mayoral

**Madrid, 2001**

**ISBN: 84-669-1775-6**

Tesis Doctoral

María Isabel BENITO MORENO

**Estudio comparativo de la evolución  
sedimentaria y diagenética de los litosomas  
carbonatados arrecifales  
(*pre-rifting*) de la Cuenca de Cameros.  
Kimmeridgiense.  
La Rioja - Soria.**

---

Director: Dr. D. Ramón Mas Mayoral

Departamento de Estratigrafía  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid

Instituto de Geología Económica  
CSIC - UCM

**Enero de 2.001**





**Estudio comparativo de la evolución  
sedimentaria y diagenética de los litosomas  
carbonatados arrecifales (*pre-rifting*) de la  
Cuenca de Cameros. Kimmeridgiense.  
La Rioja - Soria.**

María Isabel BENITO MORENO

Memoria presentada para optar al grado  
de Doctor en Ciencias Geológicas

Madrid, 3 de Enero de 2.001

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y el Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), bajo la dirección del Dr. D. Ramón Mas Mayoral, Catedrático de Estratigrafía de dicha Universidad.

Vº Bº

Fdo.: Dr. D. Ramón Mas Mayoral



*A mi familia,  
por haberme dado  
todo y más....*

## AGRADECIMIENTOS

*Durante cinco años he estado deseando que llegara el momento de escribir este apartado para por fin dar las gracias a todo el mundo que, de uno u otro modo, ha hecho posible que empezara y acabara este trabajo, y ahora no sé como empezar... Son tantas las personas que me han ayudado, que es posible que me haya olvidado de alguna. Si es así, espero que me perdone...*

*En primer lugar quiero dar las gracias al Dr. Ramón Mas, mi director de Tesis. Francamente, cuando me propuso estudiar la diagénesis de los carbonatos de Cameros sentí verdadero pánico. A mi me gustaba todo lo referente a la geología, pero la diagénesis..... me parecía tan difícil y tan árida.... Después de estos años el estudio de la diagénesis me sigue pareciendo un tema difícil, pero apasionante.... Por esta razón: muchísimas gracias Ramón, no sabes cuanto me alegro de que eligieras para mi este tema de Tesis. También quiero darte las gracias por todo lo que me has enseñado sobre geología en general y sobre la Cuenca de Cameros y la catodoluminiscencia en particular. Gracias por tus buenos consejos, horas de campo, discusiones, entusiasmo, por haberme inyectado fuerza y moral en muchos momentos y por haber sido siempre franco conmigo.*

*Al Dr. Jacinto Alonso le doy las gracias por haberme introducido en el equipo de investigación de Cameros, por corregirme varios capítulos de la Tesis y por compartir conmigo la mayor parte de las jornadas de campo. Él fue el encargado de extraerme la mayor parte de las muestras. No había ni una sola roca que se le resistiera, daba igual que fuera fácil o difícil ya que tarde o temprano él conseguía extraérmela. Pero sobre todo, quiero darte las gracias, Jato, por haber sido siempre mi amigo, por haber soportado como nadie todas mis neuras, por hacerme reír y porque eres una de las personas que realmente ha hecho posible que ahora esté escribiendo este apartado. Me siento muy afortunada por haber podido contar siempre contigo.*

*Al Dr. Carlos Rossi quiero darle las gracias por haber tenido la amabilidad de realizar el estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas de mis muestras, por corregirme el capítulo sobre la diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, por las buenas separatas que me ha recomendado y por los numerosos conocimientos petrológicos que he adquirido gracias a él.*

*Muchas de las mejores experiencias que he vivido durante el desarrollo de esta Tesis han tenido lugar durante mis estancias en la Universidad de Michigan. Toda la gente que he conocido allí me ha hecho sentir siempre "como en casa". Al Dr. Kyger Lohmann (Kacey), Director del Laboratorio de Isótopos Estables, le debo todo lo que sé sobre isótopos estables en carbonatos, además de una cantidad innumerable de discusiones sobre la diagénesis de "mis arrecifes" y de buenos momentos en Charley's. También le quiero dar las gracias por haberme dado siempre toda clase de facilidades para que pudiera realizar mi trabajo y por haberme tratado siempre como un miembro más de su equipo. Lora Wingate, Técnico responsable del Laboratorio de Isótopos Estables, es una de las*

*personas más eficientes que conozco. Era capaz de conseguir cualquier cosa que necesitara o que le pidiera, o de solucionarme cualquier problema técnico en cuestión de minutos. También le quiero dar las gracias por haberme enseñado el funcionamiento de los equipos de análisis isotópico, por sus buenos consejos, y por la cantidad innumerable de buenos momentos y conversaciones “filosóficas y existenciales” que hemos compartido delante de una cerveza. Donna es una de las personas más hospitalarias, y que mejor cocina, que conozco. Desde mi primera estancia allí, puso a mi disposición su casa, su coche, su despacho y su tiempo y nunca dejó que estuviera sola. Al Dr. Bruce Wilkinson le agradezco las horas de discusiones sobre sedimentología y diagénesis de carbonatos que me dedicó y, por supuesto, el que me prestara su coche durante mi última estancia allí “para que no tuviera que depender de nadie”. Gracias también a Boris y a Pilar con los que también he compartido muy buenos momentos delante de, cómo no, una o varias cervezas. Al Dr. Don Peacor le agradezco sus útiles comentarios respecto a algunos de los minerales “raros” que encontré en algunas de mis muestras y por facilitarme el uso del equipo de difracción de rayos X. Al Dr. Don Snyder le doy las gracias por facilitarme y enseñarme el uso del espectroscopio Raman del departamento. Quiero dar las gracias también al Dr. Robert Owen, que me permitió participar en el campamento que el Departamento de Geología organiza todos los años a las Montañas Rocosas. A Ina, Mike, Rudi y Kattie, con los que viví durante mis estancias allí, les agradezco el que siempre me hicieran sentir como en mi casa.*

*Quiero dar las gracias a todo el personal del Departamento de Estratigrafía y de la U.E.I. de Correlaciones Estratigráficas del Instituto de Geología Económica donde he llevado a cabo esta Tesis por haber puesto a mi disposición todos los recursos tanto humanos como materiales para que pudiera realizar la Tesis.*

*A la Dra. Rocío Giménez y al Dr. Luis Carlos Suárez les agradezco el haber tenido la poco grata y aburrida tarea de corregir la Tesis. Gracias a ellos esta memoria será, cuando menos, mucho más legible.*

*A Raúl Gorges que siempre se prestó voluntario a ayudarme con el MEB y sobre todo con la edición de la Tesis. En este sentido, de verdad, no sé que hubiera hecho sin su ayuda.*

*A Marta Rodríguez le doy las gracias por haberme regalado siempre una sonrisa, por haberme corregido algunos capítulos de la Tesis, por recomendarme algunas muy buenas separatas, por sus útiles comentarios sobre las microbialitas y por haberme ayudado en los últimos y estresantes momentos de la edición de la Tesis y con el diseño de la portada.*

*El Dr. Pedro Herranz me ayudó a diseñar alguno de mis gráficos malditos, y sobre todo, aunque no te guste Pedro, te agradezco el haberme brindado tu apoyo y cariño en los momentos importantes.*

*A la Dra. Yolanda Sánchez le doy las gracias por la disponibilidad que ha tenido siempre para ayudarme, aunque de ella recuerdo, sobre todo, el cariño que me ha ofrecido especialmente en algunos momentos difíciles.*

*El Dr. Agustín Pieren (Agus), mi compañero de despacho durante estos cinco años, ha sido el encargado de arreglarme (agustinar) infinitas veces el ordenador, de dejarme instalar multitud de programas suyos y de enseñarme el manejo de la mayoría de ellos. Siempre ha estado dispuesto, además, a ofrecermé su ordenador, programas e impresoras. Por otro lado, han sido muchos los buenos momentos que hemos pasado juntos en el despacho (incluidas las partidas al Tetris de la sobremesa). Fue él también, junto con los Drs. Ramón Mas, Lorenzo Vilas, José Manuel Brell y Juan Ignacio Santisteban, los que hicieron posible que mi Tesis pudiera tramitarse en los plazos que me había marcado*

*El Dr. Alfonso Sopena me facilitó el informe de la Shell referente a los hidrocarburos de Torrelapaja y también me ha brindado su ayuda en los referente a los ordenadores, impresoras, software.... Él y Agustín hacen un buen equipo en este sentido, aunque de vez en cuando salga humo de los ordenadores....*

*La Dra. M<sup>o</sup> Antonia Fregenal me acompañó en alguna de las jornadas de campo.*

*El Dr. José Ramón Peláez, por su parte, me consiguió las imágenes de satélite de todo el área de estudio.*

*A D. Gilberto Herrero le doy las gracias por el esmero que siempre ha puesto en hacerme las láminas delgadas de las formas, tamaños y espesores más variopintas y por habérmelas entregado siempre a tiempo de poder estudiarlas y llevármelas a los Estados Unidos. Él, junto con Pedro Herranz, fue el encargado de acoplar, de manera perfecta, el torno de dentista a una lupa para que pudiera extraer mis pequeñas muestras. Siempre ha estado dispuesto a ayudarme en lo que necesitara y a solucionarme todos los problemas que pudiera tener con “mis piedras”. También le doy las gracias a Dña. Beatriz Moral que realizó una buena parte de las láminas delgadas y a Dña. Maribel Sevillano que ha realizado los análisis de difracción de Rayos X.*

*A D. Jose Luis González le doy las gracias porque siempre ha realizado un trabajo impecable en todo lo referente a las fotografías, consiguiendo, a petición mía, que lo blanco y lo negro se convirtieran en gris.*

*A D. Modesto Escudero le agradezco el trabajo impecable que ha realizado en la encuadernación de la Tesis.*

*Gracias a Dña. Rosario Ojeda y a Dña Victoria Serrano por su disponibilidad para encontrarme cualquier separata o libro que hubiera, o no, en las bibliotecas del Departamento o de la Facultad.*

*Gracias a todas las personas del Departamento que me han facilitado de una u otra manera el trabajo y que me han regalado una sonrisa, su apoyo, o que han sido capaces de levantarme un poquito el ánimo.*

*Al Dr. José Luis Pagés le agradezco el haberme dejado el informe del INI sobre las mineralizaciones de Pb-Zn de Jubera.*

*La Dra. Concha Herrero y D. Luis Granados me han prestado su ayuda en la clasificación de los foraminíferos.*

*Al Dr. Jorge Fernández-Gianotti le doy las gracias por haberme permitido “escabullirme” del trabajo durante las dos semanas finales de edición de la Tesis.*

*Al D. Carlos García le agradezco las gestiones que tuvo que hacer para que pudiera hacer mi última visita a U.S.A.*

*Al Departamento de Paleontología le agradezco el haberme permitido cortar una buena parte de las muestras en su laboratorio cuando la cortadora del Departamento de Estratigrafía estaba rota.*

*A D. Pedro Lozano le agradezco el haberme realizado algunas láminas delgadas y el haberme cortado algunas muestras que eran demasiado grandes para la cortadora del Departamento de Estratigrafía.*

*A D. Alfredo Fernández, y al Dr. José González del Tánago les agradezco el haber hecho posible que los análisis de la microsonda de mis calcitas fueran cada vez mejores y más fiables. D. Alfonso Rodríguez, por su parte, siempre intentó que mis fotografías realizadas con el MEB quedaran bonitas, aunque la muestra no diera mucho de sí...*

*Al Instituto Geológico y Minero de España que me facilitó los datos de las temperaturas de las aguas subterráneas de las provincias de Zaragoza, Soria y Logroño.*

*A mis amigos M<sup>a</sup> José, y Fernando que me acompañaron durante algunas jornadas de campo y que han estado conmigo durante todo este tiempo y que me han “sacado” muchas veces del despacho y me han enseñado que el mundo también existe fuera de la Facultad. A mi amiga Ángela, a la que he pagado algunas veces su inestimable ayuda en los momentos más difíciles, con un: “no puedo, tengo mucho trabajo, quizás a partir de las 10 de la noche”...Intentaré subsanarlo en el futuro Ángela.*

*Y por último mi familia que me ha dado todo lo que no me he merecido y que siempre me ha apoyado en cualquier decisión que haya podido tomar, la compartieran conmigo o no. Ellos son lo mejor que he tenido nunca. Gracias por vuestra paciencia infinita. Y sí, papá, por supuesto que también os doy las gracias por haber fregado los platos... Y a ti hermanita, muchas gracias por haber hecho posible que pudiera irme a los Estados Unidos. Soy consciente del gran esfuerzo que supuso para ti. Por supuesto también te agradezco mucho tu labor con las diapositivas. Tu ayuda me fue de gran utilidad.*

*Sinceramente, me gustaría tener la oportunidad de hacer por todas las personas que me han ayudado, al menos, lo que ellos han hecho por mí. A todos, de verdad, mil gracias. Esta Tesis no hubiera sido así sin vuestra ayuda, es más, probablemente, no hubiera sido.*





# ÍNDICE

<b>I. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
I.1. PRESENTACIÓN	3
I.1.1. Planteamiento y objetivos	3
I.2. MARCO GEOGRÁFICO	5
I.3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
I.3.1. Formación y desarrollo de la Cuenca Ibérica	8
I.3.1.A. Etapa de Rift 1 (Pérmico superior-Triásico superior)	9
I.3.1.B. Etapa de Post-rift 1 (Jurásico inferior y medio)	9
I.3.1.B.1. Secuencia Hettangiense-Pliensbachense basal	9
I.3.1.B.2. Secuencia Pliensbachense	9
I.3.1.B.3. Secuencia Toarciense	9
I.3.1.B.4. Secuencias Aalenense-Bajociense y Bajociense superior	9
I.3.1.B.5. Secuencia Bathoniense	10
I.3.1.B.6. Secuencia Calloviense	10
I.3.1.B.7. Secuencias Oxfordiense inferior y Oxfordiense inferior-medio	11
I.3.1.B.8. Secuencia Oxfordiense medio-superior	11
I.3.1.B.9. Secuencia Kimmeridgiense inferior y Kimmeridgiense superior-Titónico inferior	11
I.3.1.C. Etapa de Rift 2 (Jurásico superior-Cretácico inferior)	11
I.3.1.C.1. La Cuenca de Cameros	13
I.3.1.D. Etapa de Post-rift 2 (Cretácico superior)	14
I.3.2. Inversión de la Cuenca Ibérica	14
I.3.2.A. Rasgos estructurales de la Cuenca de Cameros	14
I.4. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	17
I.4.1. Publicaciones del siglo XIX	17
I.4.2. Publicaciones de la primera mitad del siglo XX	18
I.4.3. Publicaciones de la segunda mitad del siglo XX (hasta 1980)	18
I.4.4. Publicaciones de la segunda mitad del siglo XX (a partir de 1980)	20
I.4.4.A. Trabajos posteriores a 1980 relativos al Jurásico superior marino de la Cordillera Ibérica septentrional	21
I.4.4.B. Trabajos relativos a la estratigrafía, sedimentología, tectónica y metamorfismo de los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros y cuencas del Sur del Moncayo	23
I.4.4.B.1. Trabajos fundamentalmente estratigráficos y sedimentológicos	23
I.4.4.B.2. Trabajos sobre la tectónica y metamorfismo de la Cuenca de Cameros	24
<b>II. METODOLOGÍA</b>	<b>27</b>
II.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	29
II.1.1. Terminología empleada	29
II.2. TRABAJO DE CAMPO	30
II.3. TRABAJO DE LABORATORIO	31
II.3.1. Obtención de láminas delgadas	31
II.3.2. Estudios realizados sobre las láminas delgadas	34
II.3.2.A. Microscopía óptica	34
II.3.2.B. Catodoluminiscencia (CL)	35
II.3.2.B.1. Explicación física de la luminiscencia	35
II.3.2.B.2. Centros de la luminiscencia	35
II.3.2.B.3. La catodoluminiscencia en carbonatos	36

II.3.2.B.4. .... Factores que controlan la catodoluminiscencia en la calcita y dolomita y sus implicaciones para los estudios de la diagénesis en carbonatos .....	37
II.3.2.B.5. Aplicaciones de la CL en carbonatos .....	38
II.3.2.B.5.a. Estudio de las sucesiones de cementos y su correlación. Estratigrafía de cemento .....	39
II.3.2.B.5.b. Estudio de los procesos de dolomitización .....	39
II.3.2.B.5.c. Aplicaciones en paleontología .....	39
II.3.2.B.5.d. Aplicaciones en yacimientos minerales y de hidrocarburos asociados a rocas carbonáticas .....	39
II.3.2.B.6. Equipamiento de CL utilizado en este trabajo .....	39
II.3.2.C. Tinción de las láminas delgadas .....	40
II.3.2.D. Microscopía electrónica de barrido (MEB) .....	40
II.3.2.E. Microsonda electrónica (EMPA) .....	42
II.3.2.F. Estudio isotópico .....	45
II.3.2.F.1. Expresión de las composiciones isotópicas. El valor $\delta$ .....	46
II.3.2.F.2. Estándares de referencia para los isótopos de carbono y oxígeno .....	46
II.3.2.F.2.a. Carbono .....	46
II.3.2.F.2.b. Oxígeno .....	46
II.3.2.F.3. Fraccionamiento isotópico. El valor $\alpha$ .....	46
II.3.2.F.4. .. Factores principales que controlan el fraccionamiento de los isótopos de O y C en los carbonatos sedimentarios .....	47
II.3.2.F.4.a. Temperatura .....	47
II.3.2.F.4.b. Evaporación y condensación .....	48
II.3.2.F.4.c. Procesos biológicos .....	49
II.3.2.F.5. Método aplicado en este trabajo .....	50
II.3.2.G. Microtermometría en inclusiones fluidas .....	50
II.3.2.H. Espectroscopía Raman .....	50
<i>II.3.3. Búsqueda de hidrocarburos solubles en disolventes orgánicos .....</i>	<i>50</i>
<i>II.3.4. Extracción de la dolomita mediante disolución de calcita .....</i>	<i>50</i>
II.3.4.A. Disolución mediante sales del ácido etilendinitrilotetracético (EDTA) .....	51
II.3.4.B. Disolución mediante una solución de ácido acético y acetato sódico .....	51
<i>II.3.5. Difracción de Rayos X .....</i>	<i>52</i>
II.3.5.A. AGREGADOS ORIENTADOS .....	53
<b>III. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y DIAGENÉTICO DE LA FORMACIÓN TORRECILLA EN CAMEROS EN LA CORDILLERA IBÉRICA NOROCCIDENTAL .....</b>	<b>55</b>
<b>III.1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>57</b>
<i>III.1.1. Contexto paleogeográfico y paleoclimático general de Iberia durante el Kimmeridgiense y Titónico .....</i>	<i>57</i>
<i>III.1.2. La Cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense y Titónico .....</i>	<i>58</i>
<b>III.2. SECTOR DEL SUR DEL MONCAYO .....</b>	<b>63</b>
<i>III.2.1. Introducción .....</i>	<i>65</i>
III.2.1.A. Antecedentes .....	65
III.2.1.B. Contexto geográfico y geológico del área .....	66
<i>III.2.2. Estratigrafía y sedimentología .....</i>	<i>71</i>
III.2.2.A. Columna estratigráfica del Puerto de Bigornia .....	71
III.2.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros .....	74
III.2.2.B.1. Asociación de facies A. Depósitos de tormenta medios-distales .....	75
III.2.2.B.1.a. Facies 1. <i>Packstone</i> de espículas de esponjas y peloides .....	75
III.2.2.B.2. Asociación de facies B. Sistema arrecifal .....	76
III.2.2.B.2.a. Facies 2. <i>Floatstone</i> de corales en matriz <i>packstone</i> bioclástica .....	76
III.2.2.B.2.b. Facies 3. Facies esencialmente bioconstruidas por corales .....	79
III.2.2.B.3. Asociación de facies C. Barras oolíticas submareales .....	84
III.2.2.B.3.a. Facies 4. <i>Grainstone</i> oolítico .....	84
III.2.2.C. Evolución sedimentaria .....	85

III.2.2.C.1. Etapa 1. Inundación de la cuenca. Depósitos de rampa media-externa .....	85
III.2.2.C.2. Etapa 2. Instauración del arrecife de coral. Rampa media.....	85
III.2.2.C.3. Etapa 3. Desarrollo arrecifal. Rampa media .....	87
III.2.2.C.4. Etapa 4. Nuevo periodo de inundación. Rampa media .....	87
III.2.2.C.5. Etapa 5. Desarrollo arrecifal. Rampa media-interna.....	88
III.2.2.C.6. Etapa 6. Desarrollo y migración de barras oolíticas. Rampa interna.....	88
III.2.2.C.7. Evolución posterior.....	88
<b>III.2.3. Estudio de la diagénesis.....</b>	<b>91</b>
III.2.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	91
III.2.3.A.1. Componentes deposicionales.....	91
III.2.3.A.2. Carbonatos diagenéticos muy tempranos .....	91
III.2.3.A.2.a. Micrita peloidal .....	91
III.2.3.A.2.b. Envueltas micríticas .....	94
III.2.3.A.2.c. Cemento de calcita fibrosa .....	94
III.2.3.A.3. Carbonatos diagenéticos tempranos .....	95
III.2.3.A.3.a. Mosaicos xenotópicos de calcita .....	95
III.2.3.A.3.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico .....	97
III.2.3.A.3.c. Cemento de calcita syntaxial .....	102
III.2.3.A.3.d. Cemento de calcita fascicular.....	102
III.2.3.A.3.e. Cemento de calcita prismática.....	103
III.2.3.A.3.f. Sedimento interno microcristalino .....	104
III.2.3.A.3.g. Sedimento interno: Brechas granosoportadas .....	104
III.2.3.A.4. Carbonatos diagenéticos tardíos .....	104
III.2.3.A.4.a. Cemento de anquerita barroca .....	104
III.2.3.A.4.b. Cemento de calcita ferrosa en mosaico .....	106
III.2.3.A.4.c. Mosaicos <i>blocky</i> de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones.....	108
III.2.3.A.5. Estilolitos.....	109
III.2.3.A.6. Fracturas .....	110
III.2.3.B. Características petrográficas y geoquímicas de las Fms. Bijuesca y Ciria .....	110
III.2.3.B.1. La Fm. Bijuesca.....	110
III.2.3.B.1.a. .... Características petrográficas y geoquímicas de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros incorporados en la base de la Fm. Bijuesca .....	110
III.2.3.B.1.b. Las areniscas de la Fm. Bijuesca .....	114
III.2.3.B.2. La Fm. Ciria.....	114
III.2.3.C. Interpretación de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	114
III.2.3.C.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos .....	114
III.2.3.C.1.a. Micrita peloidal.....	114
III.2.3.C.1.b. Envueltas micríticas.....	116
III.2.3.C.1.c. Cemento de calcita fibrosa.....	116
III.2.3.C.2. Carbonatos diagenéticos tempranos .....	117
III.2.3.C.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita.....	117
III.2.3.C.2.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico.....	119
III.2.3.C.2.c. Cemento syntaxial de calcita .....	123
III.2.3.C.2.d. Cemento de calcita fascicular .....	123
III.2.3.C.2.e. Cemento de calcita prismática .....	124
III.2.3.C.2.f. Sedimento interno microcristalino .....	125
III.2.3.C.2.g. Sedimento interno: Brechas granosoportadas.....	125
III.2.3.C.3. Carbonatos diagenéticos tardíos .....	126
III.2.3.C.3.a. Cemento de anquerita barroca .....	126
III.2.3.C.3.b. Cemento de calcita ferrosa en mosaico .....	126
III.2.3.C.3.c. Mosaicos <i>blocky</i> de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones.....	127
III.2.3.C.4. Estilolitos .....	128
III.2.3.C.5. Fracturas .....	129
III.2.3.C.5.a. Fracturas de Tipo 1 .....	129
III.2.3.C.5.b. Fracturas de Tipo 2.....	129

III.2.3.D. Interpretación de los carbonatos diagenéticos de las Fms. continentales Bijuesca y Ciria	129
III.2.3.D.1. La Fm. Bijuesca.....	129
III.2.3.D.1.a. ....Carbonatos diagenéticos de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros incorporados en la base de la Fm. Bijuesca.....	129
III.2.3.D.1.b. Las areniscas de la Fm. Bijuesca.....	131
III.2.3.D.2. La Fm. Ciria .....	131
III.2.3.E. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo	132
III.2.3.E.1. Etapa 1. Diagénesis marina (Kimmeridgiense inferior).....	132
III.2.3.E.2. Etapa 2. Diagénesis meteórica I (Kimmeridgiense superior/¿Titónico basal?) ...	132
III.2.3.E.3. Etapa 3. Diagénesis meteórica II (Titónico ¿inferior?).....	132
III.2.3.E.4. Etapa 4. Depósito de las formaciones continentales Bijuesca y Ciria (Titónico-Berriasiense).....	138
III.2.3.E.5. Etapa 5. Diagénesis meteórica III (Berriasiense-Barremiense) .....	138
III.2.3.E.6. Etapa 6. Diagénesis de enterramiento (Aptiense-Cretácico superior).....	139
III.2.3.E.7. Etapa 7. Diagénesis meteórica IV. Elevación tectónica y exhumación de la unidad arrecifal (Paleógeno-actualidad).....	139
III.3. SECTOR DE SORIA .....	141
III.3.1. Introducción .....	143
III.3.1.A. Antecedentes .....	143
III.3.1.B. Contexto geográfico y geológico del área .....	145
III.3.2. Estratigrafía y sedimentología .....	147
III.3.2.A. Columna estratigráfica de Renieblas .....	147
III.3.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros .....	155
III.3.2.B.1. .... Asociación de facies A. Depósitos submareales dominados por la acción de las tormentas .....	155
III.3.2.B.1.a. Facies 1. Conglomerados y conglomerados calcáreos de grano fino. ....	155
III.3.2.B.1.b. Facies 2. Areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas .....	157
III.3.2.B.2. Asociación de facies B. Sistema arrecifal.....	158
III.3.2.B.2.a. ....Facies 3. Calizas <i>packstone</i> y <i>packstone-wackestone</i> bioclásticas de grano fino .....	160
III.3.2.B.2.b. Facies 4. Calizas <i>floatstone</i> de corales en matriz <i>packstone</i> bioclástica .....	160
III.3.2.B.2.c. Facies 5. Facies esencialmente bioconstruidas por corales.....	163
III.3.2.B.2.d. Interpretación de las secuencias elementales observadas en esta asociación de facies .....	170
III.3.2.B.3. Asociación de facies C. Barras oolíticas.....	170
III.3.2.B.3.a. Facies 6. Facies oolíticas de <i>back-reef</i> .....	170
III.3.2.B.4. Asociación de facies D. Ambiente protegido: <i>lagoon</i> .....	173
III.3.2.B.4.a. Facies 7. <i>Wackestone-packstone</i> de equinodermos .....	173
III.3.2.C. Evolución sedimentaria .....	173
III.3.2.C.1. .... Etapa 1. Inundación de la cuenca. Depósitos de rampa interna-media dominada por tormentas .....	174
III.3.2.C.2. Etapa 2. Instauración y progradación del sistema arrecifal. Rampa media .....	174
III.3.2.C.3. Etapa 3. Progradación del sistema arrecifal. Rampa media-interna .....	175
III.3.2.C.4. Etapa 4. Episodio de inundación del sistema arrecifal. Rampa media y media-interna .....	175
III.3.2.C.5. Etapa 5. Progradación de barras oolíticas de <i>back-reef</i> . Rampa interna-media e interna.....	176
III.3.2.C.6. Evolución posterior.....	176
III.3.3. Estudio de la diagénesis.....	179
III.3.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	179
III.3.3.A.1. Componentes deposicionales.....	179
III.3.3.A.2. Carbonatos diagenéticos muy tempranos .....	179
III.3.3.A.2.a. Micrita peloidal .....	179
III.3.3.A.2.b. Envueltas micríticas .....	179
III.3.3.A.2.c. Cemento de calcita fibrosa .....	182

III.3.3.A.3. Carbonatos diagenéticos tempranos .....	182
III.3.3.A.3.a. Mosaicos xenotópicos de calcita .....	182
III.3.3.A.3.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico .....	186
III.3.3.A.3.c. Cemento de calcita sintaxial .....	188
III.3.3.A.4. Fases diagenéticas tardías.....	188
III.3.3.A.4.a. Cemento de calcita ferrosa .....	188
III.3.3.A.4.b. Cemento de anquerita barroca.....	189
III.3.3.A.4.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino.....	190
III.3.3.A.4.d. Mosaicos <i>blocky</i> de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones .....	190
III.3.3.A.4.e. Caolín .....	192
III.3.3.A.5. Pseudomorfos de pirita .....	192
III.3.3.A.6. Cuarzo autigénico .....	193
III.3.3.A.7. Fracturas .....	193
III.3.3.A.8. Estilolitos .....	193
III.3.3.B. Descripción petrográfica y geoquímica del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros	196
III.3.3.C. Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos de la Afm. Ágrede	199
III.3.3.C.1. Cantos de caliza de los depósitos de canal .....	199
III.3.3.C.2. Calizas palustres .....	199
III.3.3.D. Cemento de calcita prismática en grandes cavidades tardías	201
III.3.3.E. Interpretación de las fases diagenéticas de la Fm. Torrecilla en Cameros	201
III.3.3.E.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos.....	201
III.3.3.E.1.a. Micrita peloidal .....	201
III.3.3.E.1.b. Envueltas micríticas .....	201
III.3.3.E.1.c. Cemento de calcita fibrosa .....	202
III.3.3.E.2. Carbonatos diagenéticos tempranos.....	203
III.3.3.E.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita.....	203
III.3.3.E.2.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico .....	204
III.3.3.E.2.c. Cemento de calcita sintaxial .....	205
III.3.3.E.3. Fases diagenéticas tardías .....	206
III.3.3.E.3.a. Cemento de calcita ferrosa .....	206
III.3.3.E.3.b. Cemento de anquerita barroca .....	208
III.3.3.E.3.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino .....	208
III.3.3.E.3.d. Mosaicos <i>blocky</i> de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones.....	209
III.3.3.E.3.e. Caolín.....	210
III.3.3.E.4. Pseudomorfos de pirita .....	210
III.3.3.E.5. Cuarzo autigénico .....	211
III.3.3.E.6. Estilolitos .....	211
III.3.3.E.7. Fracturas.....	211
III.3.3.E.7.a. Fracturas de Tipo 1 .....	211
III.3.3.E.7.b. Fracturas de Tipo 2 .....	212
III.3.3.E.7.c. Fracturas de Tipo 3 .....	212
III.3.3.F. Interpretación de las fases diagenéticas del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros	213
III.3.3.G. Interpretación de los carbonatos de la Afm. Ágrede	214
III.3.3.G.1. Cantos de caliza de los depósitos de canal .....	214
III.3.3.G.2. Calizas palustres .....	215
III.3.3.H. Interpretación del cemento de calcita prismática en grandes cavidades tardías	217
III.3.3.I. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria	217
III.3.3.I.1. Etapa 1. Diagénesis marina (Kimmeridgiense inferior).....	217
III.3.3.I.2. Etapa 2. Diagénesis meteórica (Kimmeridgiense superior-¿Titónico basal?) .....	217
III.3.3.I.3. Etapa 3. Comienzo de la sedimentación de la Aloformación Ágrede (Titónico).....	221
III.3.3.I.4. Etapa 4. Diagénesis de enterramiento (Titónico-Cretácico superior) .....	222
III.3.3.I.5. Etapa 5. Compresión alpina (Paleógeno-Mioceno inferior-medio) .....	223
III.3.3.I.6. Diagénesis meteórica. (¿Mioceno superior?-actualidad) .....	224
III.4. SECTOR DE TORRECILLA .....	225
III.4.1. Introducción .....	227
III.4.1.A. Antecedentes .....	227
III.4.1.B. Contexto geográfico y geológico del área .....	229

<b>III.4.2. Estratigrafía y sedimentología</b>	233
III.4.2.A. Descripción de las columnas estratigráficas	233
III.4.2.A.1. Columna estratigráfica de la Carretera General (CG)	233
III.4.2.A.2. Columna estratigráfica de la Carretera a Torrecilla (CT)	237
III.4.2.A.3. .... Columna estratigráfica de la Curva de la Carretera General-Ermita de Tómalos (CCGT)	240
III.4.2.A.4. Columna estratigráfica de la Carretera a Ribabellosa (RB)	242
III.4.2.A.5. Columna estratigráfica del Camino a Barruelo (BR)	246
III.4.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros	248
III.4.2.B.1. Asociación de facies A. Depósitos de rampa media y media-interna dominados por la acción de las tormentas	248
III.4.2.B.1.a. Facies 1. <i>Packstone</i> de bioclastos, peloides, foraminíferos e intraclastos	250
III.4.2.B.1.b. .... Facies 2. <i>Floatstone</i> de bioclastos e intraclastos en matriz <i>packstone</i> de bioclastos, peloides e intraclastos	251
III.4.2.B.2. .... Asociación de facies B. Depósitos de rampa interna y baja energía con periodos episódicos de tormenta	252
III.4.2.B.2.a. Facies 3. Margas con bivalvos	252
III.4.2.B.2.b. .... Facies 4. <i>Floatstone</i> de bioclastos en matriz <i>wackestone</i> de peloides, bioclastos e intraclastos	252
III.4.2.B.3. Asociación de facies C. Sistema arrecifal	254
III.4.2.B.3.a. .... Facies 2. <i>Floatstone</i> de bioclastos e intraclastos en matriz <i>packstone</i> de bioclastos, peloides e intraclastos	254
III.4.2.B.3.b. . Facies 4. <i>Floatstone</i> bioclastos en matriz <i>wackestone</i> de peloides, bioclastos e intraclastos	256
III.4.2.B.3.c. .... Facies 5. <i>Wackestone</i> y <i>wackestone</i> limosos de peloides, foraminíferos y bioclastos	256
III.4.2.B.3.d. Facies 6. Calizas bioconstruidas por corales	257
III.4.2.B.4. Asociación de facies D. Depósitos de destrucción de la plataforma	265
III.4.2.B.4.a. .... Facies 7. Brecha matriz-sostenida de cantos de caliza y matriz calcáreo-arenosa	265
III.4.2.B.5. Asociación de facies E. Barras submareales con alto contenido en siliciclásticos	266
III.4.2.B.5.a. Facies 8. Calizas arenosas, areniscas calcáreas y areniscas con estratificación cruzada	266
III.4.2.B.6. Paleosuelo	268
III.4.2.C. Evolución sedimentaria	270
III.4.2.C.1. .... Etapa 1. Instauración del sistema arrecifal. Primer episodio de progradación arrecifal	272
III.4.2.C.2. .. Etapa 2. Levantamiento tectónico de la Demanda y posterior subida del nivel del mar. Segundo episodio de progradación arrecifal	273
III.4.2.C.3. Etapa 3. Nuevo episodio de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Tercer episodio de progradación arrecifal	273
III.4.2.C.4. .... Etapa 4. Nuevo episodio de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Desarrollo de barras submareales de deriva litoral. Cuarto episodio de progradación arrecifal	273
III.4.2.C.5. .... Etapa 5. Nuevo episodio de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Erosión de parte de la plataforma, depósito de brechas calcáreas y posterior migración de barras submareales de deriva litoral	275
III.4.2.C.6. .... Etapa 6. Nuevos episodios de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Desarrollo de barras submareales, arrecifes y depósitos de ambiente protegidos de rampa interna	276
III.4.2.C.7. Evolución posterior	276
<b>III.4.3. Estudio de la diagénesis</b>	279
III.4.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de la Fm. Torrecilla en Cameros	279
III.4.3.A.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos	279
III.4.3.A.1.a. Micrita peloidal	279
III.4.3.A.1.b. Envueltas micríticas	279



III.4.3.A.1.c. Cemento de calcita fibrosa .....	279
III.4.3.A.1.d. Cemento micrítico .....	284
III.4.3.A.2. Fases diagenéticas tempranas .....	284
III.4.3.A.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita .....	284
III.4.3.A.2.b. Cemento isopaco de calcita columnar .....	285
III.4.3.A.2.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico .....	286
III.4.3.A.2.d. Cemento de calcita syntaxial .....	288
III.4.3.A.2.e. Bertierina .....	288
III.4.3.A.3. Fases diagenéticas tardías .....	288
III.4.3.A.3.a. Cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada .....	288
III.4.3.A.3.b. Cemento en mosaico de calcita ferrosa y LM oscura .....	289
III.4.3.A.3.c. Cemento de anquerita barroca .....	290
III.4.3.A.3.d. Cemento syntaxial de dolomita .....	292
III.4.3.A.3.e. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino .....	294
III.4.3.A.3.f. Hidrocarburos sólidos .....	294
III.4.3.A.3.g. Fluorita .....	296
III.4.3.A.3.h. Celestina .....	298
III.4.3.A.3.i. Esfalerita .....	298
III.4.3.A.3.j. Dolomita barroca poco ferrosa .....	298
III.4.3.A.3.k. Cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino .....	298
III.4.3.A.3.l. Mosaicos <i>blocky</i> de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones .....	300
III.4.3.A.4. Pseudomorfos de yeso .....	300
III.4.3.A.5. Cuarzo autigénico .....	300
III.4.3.A.6. Pirita .....	301
III.4.3.A.7. Fracturas .....	301
III.4.3.A.8. Estilolitos .....	301
III.4.3.B. Descripción petrográfica y geoquímica del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	302
III.4.3.B.1. Calizas edafizadas de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	302
III.4.3.B.1.a. Calizas micríticas nodulizadas .....	302
III.4.3.B.1.b. Mosaicos subidiotópicos equigranulares de calcita .....	302
III.4.3.B.1.c. Pseudomorfos de yeso .....	304
III.4.3.B.1.d. Siderita .....	304
III.4.3.B.1.e. Bertierina .....	304
III.4.3.B.2. Calizas micríticas arenosas .....	304
III.4.3.B.3. Areniscas ferruginizadas .....	304
III.4.3.C. Descripción petrográfica y geoquímica de las calizas de la base de la Afm. Ágreda .....	304
III.4.3.D. Cemento de calcita prismática y fibrosa en grandes cavidades tardías .....	305
III.4.3.E. Interpretación de las fases diagenéticas de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	305
III.4.3.E.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos .....	305
III.4.3.E.1.a. Micrita peloidal .....	305
III.4.3.E.1.b. Envueltas micríticas .....	305
III.4.3.E.1.c. Cemento de calcita fibrosa .....	305
III.4.3.E.1.d. Cemento micrítico .....	306
III.4.3.E.2. Fases diagenéticas tempranas .....	306
III.4.3.E.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita .....	306
III.4.3.E.2.b. Cemento isopaco de calcita columnar .....	307
III.4.3.E.2.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico .....	308
III.4.3.E.2.d. Cemento de calcita syntaxial .....	309
III.4.3.E.2.e. Bertierina .....	309
III.4.3.E.3. Fases diagenéticas tardías .....	309
III.4.3.E.3.a. Cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada .....	309
III.4.3.E.3.b. Cemento en mosaico de calcita ferrosa y LM oscura .....	310
III.4.3.E.3.c. Cemento de anquerita barroca .....	312
III.4.3.E.3.d. Cemento syntaxial de dolomita .....	313
III.4.3.E.3.e. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino .....	313
III.4.3.E.3.f. Hidrocarburos sólidos .....	313
III.4.3.E.3.g. Fluorita, celestina, baritina y esfalerita .....	314



III.4.3.E.3.h. Dolomita barroca poco ferrosa .....	316
III.4.3.E.3.i. Cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino.....	316
III.4.3.E.3.j. Mosaicos <i>blocky</i> de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones.....	316
III.4.3.E.4. Pseudomorfos de yeso.....	316
III.4.3.E.5. Cuarzo autigénico .....	317
III.4.3.E.6. Pirita.....	317
III.4.3.E.7. Fracturas.....	317
III.4.3.E.7.a. Fracturas de Tipo 1 .....	317
III.4.3.E.7.b. Fracturas de Tipo 2 .....	317
III.4.3.E.7.c. Fracturas de Tipo 3 .....	318
III.4.3.E.7.d. Fracturas de Tipo 4 .....	318
III.4.3.E.8. Estilolitos .....	318
III.4.3.F. Interpretación de las fases diagenéticas desarrolladas en el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros .....	319
III.4.3.F.1. Calizas edafizadas de la Fm. Torrecilla en Cameros.....	319
III.4.3.F.1.a. Calizas micríticas nodulizadas .....	319
III.4.3.F.1.b. Mosaicos subidiotópicos equigranulares de calcita .....	319
III.4.3.F.1.c. Pseudomorfos de yeso.....	319
III.4.3.F.1.d. Siderita .....	320
III.4.3.F.1.e. Bertierina.....	321
III.4.3.F.2. Calizas micríticas arenosas .....	321
III.4.3.F.3. Areniscas ferruginizadas .....	321
III.4.3.G. Interpretación de las calizas de la base de la Afm. Ágreda .....	321
III.4.3.H. Interpretación del cemento de calcita prismática y fibrosa en grandes cavidades tardías .....	321
III.4.3.I. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla .....	322
III.4.3.I.1. Etapa 1. Diagénesis marina-meteórica-marina. Kimmeridgiense inferior .....	322
III.4.3.I.2. Etapa 2. Diagénesis meteórica. Kimmeridgiense superior.....	326
III.4.3.I.3. Etapa 3. Diagénesis meteórica. ¿Kimmeridgiense superior-Titónico basal? .....	326
III.4.3.I.4. Etapa 4. Diagénesis meteórica. Titónico.....	326
III.4.3.I.5. Etapa 5. Diagénesis de enterramiento. Titónico-Cretácico superior .....	327
III.4.3.I.6. Etapa 6. Compresión alpina (Paleógeno-Mioceno inferior-medio) .....	328
III.4.3.I.7. Etapa 7. Diagénesis meteórica. (¿Mioceno superior?-actualidad) .....	329
<b>III.5. ESTUDIO COMPARATIVO DE LA EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y DIAGENÉTICA DE LOS LITOSOMAS ARRECIFALES (PRE-RIFTING) DE LA CUENCA DE CAMEROS.....</b>	<b>331</b>
<i>III.5.1. Introducción .....</i>	<i>333</i>
<i>III.5.2. Kimmeridgiense inferior .....</i>	<i>334</i>
<i>III.5.3. Kimmeridgiense superior .....</i>	<i>338</i>
<i>III.5.4. Kimmeridgiense superior/¿Titónico basal? .....</i>	<i>339</i>
<i>III.5.5. Titónico ¿inferior? .....</i>	<i>339</i>
<i>III.5.6. Titónico-Cretácico inferior .....</i>	<i>339</i>
<i>III.5.7. Cretácico superior.....</i>	<i>340</i>
<i>III.5.8. Paleógeno-Mioceno inferior-medio .....</i>	<i>341</i>
<i>III.5.9. ¿Mioceno superior?-actualidad.....</i>	<i>342</i>
<b>IV. CONCLUSIONES .....</b>	<b>345</b>
<b>V. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>351</b>

# I. Introducción

<b>I.</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>I.1.</b>	<b>PRESENTACIÓN</b>	<b>3</b>
I.1.1.	PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS	3
<b>I.2.</b>	<b>MARCO GEOGRÁFICO</b>	<b>5</b>
<b>I.3.</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<b>7</b>
I.3.1.	FORMACIÓN Y DESARROLLO DE LA CUENCA IBÉRICA	8
I.3.1.A.	Etapas de <i>Rift</i> 1 (Pérmico superior-Triásico superior)	9
I.3.1.B.	Etapas de <i>Post-rift</i> 1 (Jurásico inferior y medio)	9
I.3.1.C.	Etapas de <i>Rift</i> 2 (Jurásico superior-Cretácico inferior)	12
I.3.1.D.	Etapas de <i>Post-rift</i> 2 (Cretácico superior)	15
I.3.2.	INVERSIÓN DE LA CUENCA IBÉRICA	15
I.3.2.A.	Rasgos estructurales de la Cuenca de Cameros	15
<b>I.4.</b>	<b>ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS</b>	<b>18</b>
I.4.1.	PUBLICACIONES DEL SIGLO XIX	18
I.4.2.	PUBLICACIONES DE LA PRIMERA MITAD DEL SIGLO XX	19
I.4.3.	PUBLICACIONES DE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX (HASTA 1980)	19
I.4.4.	PUBLICACIONES DE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX (A PARTIR DE 1980)	21
I.4.4.A.	Trabajos posteriores a 1980 relativos al Jurásico superior marino de la Cordillera Ibérica septentrional	22
I.4.4.B.	Trabajos relativos a la estratigrafía, sedimentología, tectónica y metamorfismo de los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros y cuencas del Sur del Moncayo	24



## I.1. Presentación

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, adscrito al Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.), bajo la dirección del Dr. J. Ramón Mas, Catedrático de dicho departamento. Para su elaboración se ha contado con una beca predoctoral F.P.I. del Ministerio de Educación, con los medios del departamento y con la financiación de los proyectos PB94-0054 y PB97-0298 de la D.G.I.C.Y.T y de la D.G.E.S, respectivamente.

### I.1.1. Planteamiento y objetivos

En el año 1986 los Drs. Ángela Alonso, J. Ramón Mas y Nieves Meléndez, del departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid comenzaron a colaborar en el estudio de la sedimentología y de las relaciones tectónica-sedimentación de la Cuenca de Cameros. La Cuenca de Cameros, situada en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica, se desarrolló en el contexto de *rifting* ibérico finijurásico-eocretácico. Esta cuenca presentó una alta tasa de subsidencia y de sedimentación desde el Titónico al Albiense inferior. Su relleno está constituido por depósitos de carácter fundamentalmente continental (aluvial, fluvial y lacustre), con sólo pequeñas incursiones marinas esporádicas, que constituyen un gran ciclo o megasecuencia. Esta megasecuencia a su vez se puede dividir en 6 secuencias deposicionales (Mas *et al.*, 1993). Las sucesivas secuencias deposicionales que rellenan la cuenca se apoyan prácticamente siempre sobre las unidades marinas del Jurásico superior, y más comúnmente sobre la Fm. kimmeridgiense arrecifal Torrecilla en Cameros (Mas *et al.*, *op. cit.*).

Esta cuenca tiene unas particularidades que la hacen ser única en el ámbito de la Cordillera Ibérica. Por un lado el registro estratigráfico medido desde el Titónico al Albiense inferior llega a ser de hasta 9000m en las zonas depocentrales (que representan hasta 5000 m de potencia acumulada de sedimentos en la vertical). Por otro lado estos materiales fueron afectados por un metamorfismo de bajo grado.

Por estas razones, y con el fin de adquirir un amplio conocimiento de la cuenca, a partir del año 1988 se puso en marcha una línea de investigación

financiada por proyectos del Ministerio de Educación cuyo objetivo principal era el estudio de la Cuenca de Cameros en sus aspectos sedimentológicos, tectónicos y desde el punto de vista del metamorfismo. En este macroyecto, que continúa desarrollándose en la actualidad, han formado parte investigadores especializados en sedimentología (Drs. Ángela Alonso y J. Ramón Mas), mineralogía de arcillas (Drs. Magdalena Rodas, F. Javier Luque, José Barrenechea y Jacinto Alonso), petrología metamórfica (Drs. César Casquet y Carmen Galindo), petrología sedimentaria (Dr. José Arribas) y tectónica (Drs. José González-Casado y Joan Guimerá).

A partir de los estudios realizados por este equipo se han publicado numerosos trabajos de investigación y se han realizado, hasta ahora, cinco tesis doctorales y una Tesis de Licenciatura. Parte de estas publicaciones y tesis versan sobre los aspectos estratigráficos, sedimentológicos, paleogeográficos y estructurales de la Cuenca. La otra parte trata fundamentalmente los aspectos relacionados con el metamorfismo de los depósitos del Jurásico terminal-Cretácico inferior de la cuenca.

Sin embargo, hasta ahora, no se había realizado un estudio detallado de la evolución postsedimentaria del Jurásico superior marino sobre el que comúnmente se apoyan los depósitos continentales de la Cuenca de Cameros. Por esta razón, se consideró oportuno realizar un estudio específico de la diagénesis de estos depósitos marinos con el fin de poder examinar de qué manera el espesor de los sedimentos acumulados y el metamorfismo habían afectado a estas unidades. En este sentido, se eligió realizar el estudio diagenético de la Fm. Torrecilla en Cameros. Por un lado, porque en la mayoría de los casos es la unidad sobre la que se apoyan los sedimentos continentales de la Cuenca de Cameros, y por otro, porque dado el carácter principalmente arrecifal, se podrían estudiar mejor los procesos diagenéticos al tener una gran porosidad.

El Jurásico marino, y en concreto, la Fm. Torrecilla en Cameros no afloran en las zonas más internas de la cuenca, por lo que se eligieron para realizar este estudio tres sectores en los que esta unidad afloraba adecuadamente y en los que el espesor de sedimentos acumulados sobre ella era distinto. El primero de ellos (Sector del Sur del Moncayo) se sitúa fuera (aunque próximo) del ámbito

de la Cuenca de Cameros y el espesor de sedimentos acumulados desde el Titónico al Cretácico superior no superaron los 1500 m (Alonso y Mas, 1988b; 1990; Alonso *et al.*, 1993). El siguiente sector elegido (Sector de Soria) se sitúa al sur de la Cuenca de Cameros y en él el espesor de sedimentos acumulados desde el Titónico al Cretácico no fue superior a los 3500 m (Alonso *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995). El último sector estudiado (Sector de Torrecilla) está situado al norte de la cuenca y en él la potencia de sedimentos acumulados desde el Titónico y hasta el Cretácico superior pudo llegar hasta 4000 m (Alonso *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995), correspondiendo al máximo espesor que ha podido ser encontrado en las áreas en las que aflora la unidad arrecifal.

Por otro lado, los aspectos estratigráficos y sedimentológicos de una unidad suelen influir en gran medida en su evolución postsedimentaria. Por esta razón se consideró conveniente realizar también un estudio sedimentológico detallado de la Fm. Torrecilla en Cameros en estos tres sectores, además del diagenético.

Con este planteamiento se propuso esta Tesis Doctoral cuyo objetivo principal es el estudio de los procesos sedimentarios y postsedimentarios ocurridos en la Fm. kimmeridgiense arrecifal Torrecilla en Cameros en la Cordillera Ibérica noroccidental.

Los objetivos concretos derivados de este objetivo principal son:

- Caracterizar sedimentológicamente la Fm. Torrecilla en Cameros en los tres sectores elegidos para su estudio y determinar de qué manera la evolución sedimentaria de cada uno de ellos pudo influir en su evolución diagenética.

- Examinar los procesos diagenéticos que afectaron a la unidad arrecifal en cada uno de los sectores.

- Determinar los procesos ocurridos durante la discontinuidad que separa la Fm. Torrecilla en Cameros (*pre-rift*) de los depósitos continentales suprayacentes (*sin-rift*).

- Examinar los procesos diagenéticos que afectaron a los carbonatos situados en la base de las unidades *sin-rift*, para compararlos con los que se produjeron en la unidad arrecifal y así poder datarlos relativamente.

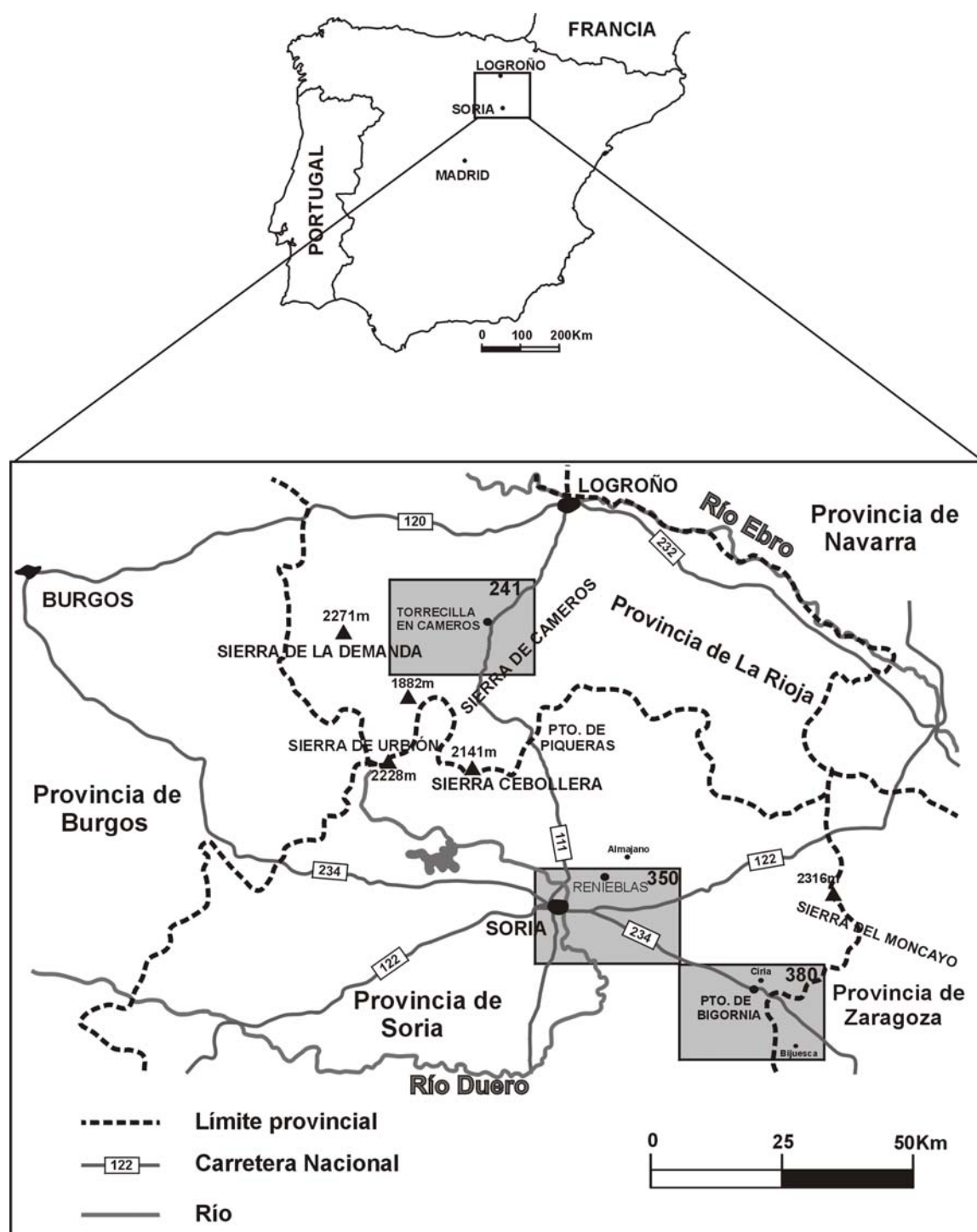
- Hacer un estudio comparativo de la evolución sedimentológica y diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en los tres sectores estudiados y determinar de qué manera pudieron influir en la evolución

postsedimentaria de la unidad arrecifal el espesor de sedimentos acumulado sobre ésta y el hidrotermalismo que dio lugar al metamorfismo en el sector nororiental de la cuenca.

## I.2. Marco geográfico

El área de estudio se encuentra situada en el sector norte de la Península Ibérica en las provincias de Soria (desde su límite con la Provincia de Zaragoza) y La Rioja (Fig. 1.2.1). La distribución de las hojas en las que se encuentran los afloramientos objeto de este trabajo son, de SE a NO: Hoja 380 (Borobia),

Hoja 350 (Soria) y Hoja 241 (Anguiano). En adelante denominaremos Sector del Sur del Moncayo al área que comprende la Hoja 380, Sector de Soria a la que comprende la Hoja 350 y Sector de Torrecilla a la que comprende la Hoja 241.



**Fig. 1.2.1.** Situación geográfica del área de estudio.

Desde un punto de vista fisiográfico, la altitud media se sitúa, en la mayor parte de la región, por encima de los 1000 m. Los relieves más importantes están localizados en: la Sierra del Moncayo (2316 m), situada en el sector sur del área de estudio, entre las provincias de Soria y Zaragoza, la Sierra de la Demanda (2271 m) en La Rioja, los Picos de Urbión (2228 m) entre las provincias de Burgos, Soria y la Rioja; la Sierra Cebollera (2141 m) entre Soria y La Rioja, y la Sierra de Cameros (1882 m) en La Rioja. Estos relieves drenan sus aguas hacia el N, NE y SE, a la Cuenca del Río Ebro a través de varios afluentes de dirección SO-NE, como los ríos Jalón y Alhama, y de dirección S-N como los ríos Iregua, Leza, Jubera y Cidacos, entre otros. Hacia el S y SO estos relieves drenan a la Cuenca del Río Duero que tiene su nacimiento en los Picos de Urbión. Este río sigue una dirección NO-SE desde su nacimiento, si bien cerca de la ciudad de Soria cambia su curso para dirigirse primero de N a S y finalmente de E a O.

En la vertiente norte, correspondiente a la cuenca del Ebro, los valles fluviales suelen estar muy encajados, al contrario que en la vertiente sur donde los valles suelen ser más amplios y poco encajados.

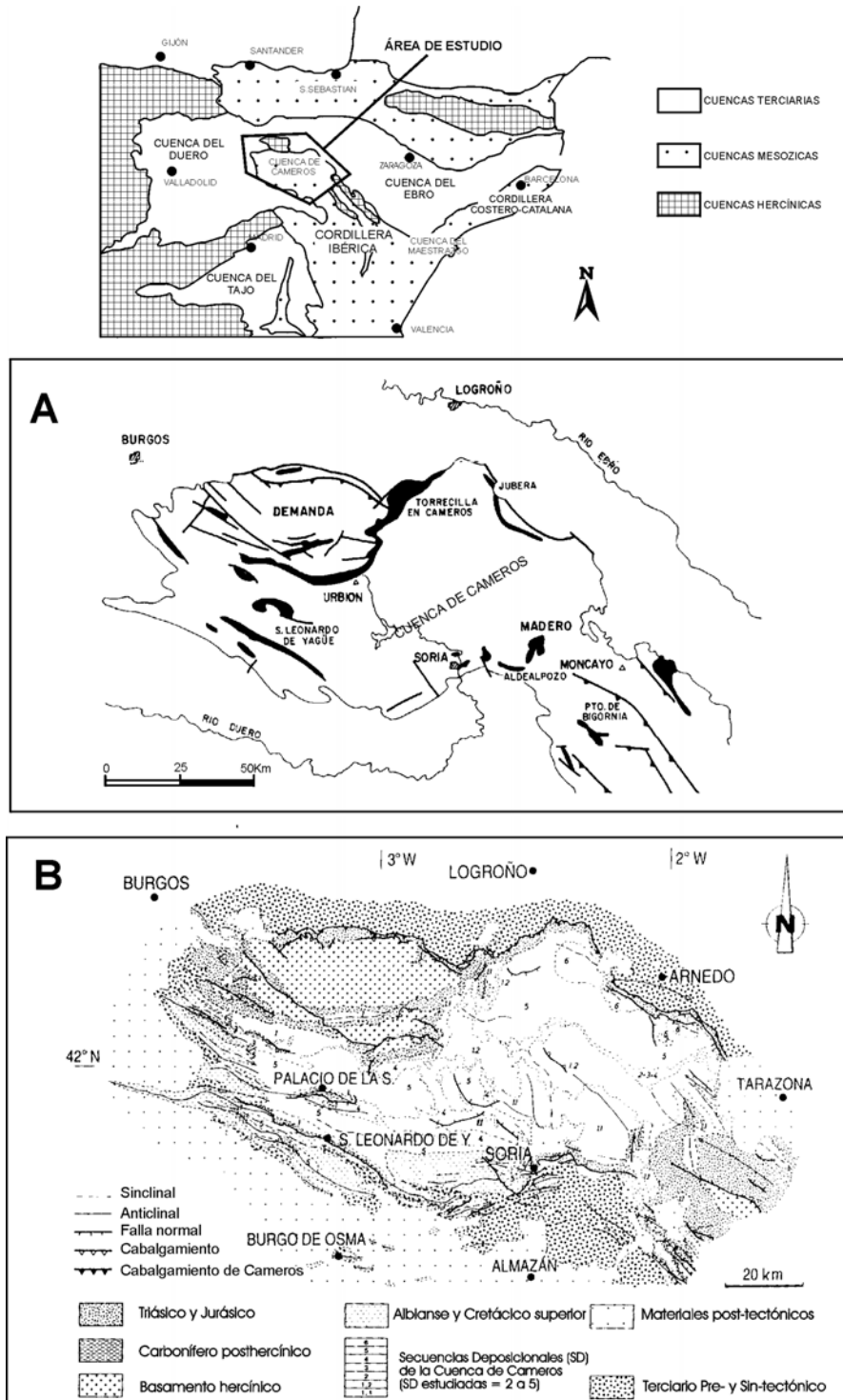
La vegetación es de carácter mediterráneo. En las zonas más bajas predominan el sotobosque y el bosque de encinas, siendo también frecuentes los campos de cultivo de cereales en la Provincia de Soria, y de frutales y viñedos en la Depresión del Ebro, en la Provincia de La Rioja. En los relieves más altos, sin embargo, predominan los robledales, hayedos, pinares e incluso piornales en las mayores altitudes.

Esta región presenta una baja densidad de población. Los núcleos urbanos más importantes de esta zona son: la ciudad de Logroño que con 125456 habitantes, concentra la mitad de la población de la Comunidad Autónoma de La Rioja, y en el sector sur, la ciudad de Soria (33438 habitantes). Estas dos poblaciones se hallan conectadas por la Carretera Nacional 111, que cruza las sierras de Cameros y Urbión a través del Puerto de Piqueras, si bien existen otras carreteras de menor entidad, autonómicas y comarcales, que también atraviesan estas sierras de N a S. Además, hay otras carreteras nacionales en el área que conectan, por un lado, a la ciudad de Soria con Burgos (N-234), Pamplona (N-113), Zaragoza (N-122) y Calatayud (N-234), y por otro Logroño con Burgos (N-120) y Zaragoza (N-232). Las buenas condiciones de afloramiento en las trincheras de varias de estas carreteras, han facilitado el levantamiento de gran parte de las columnas estratigráficas de esta Tesis.

### I.3. Contexto geológico regional

Los complejos arrecifales objeto de este estudio están situados en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica en una serie de afloramientos

jurásicos que actualmente se encuentran bordeando la Cuenca finijurásica-eocretácica de Cameros (Fig.



**Fig. 1.3.1.** Encuadre geológico del área de estudio. **A.** Situación de los afloramientos jurásicos (en negro) de la Cordillera Ibérica septentrional que se encuentran alrededor de la Cuenca de Cameros y de la Sierra de la Demanda (modificada de Alonso y Mas, 1990). **B.** Mapa geológico de la Cuenca e Cameros (traducida de Guimerá et al., 1995).

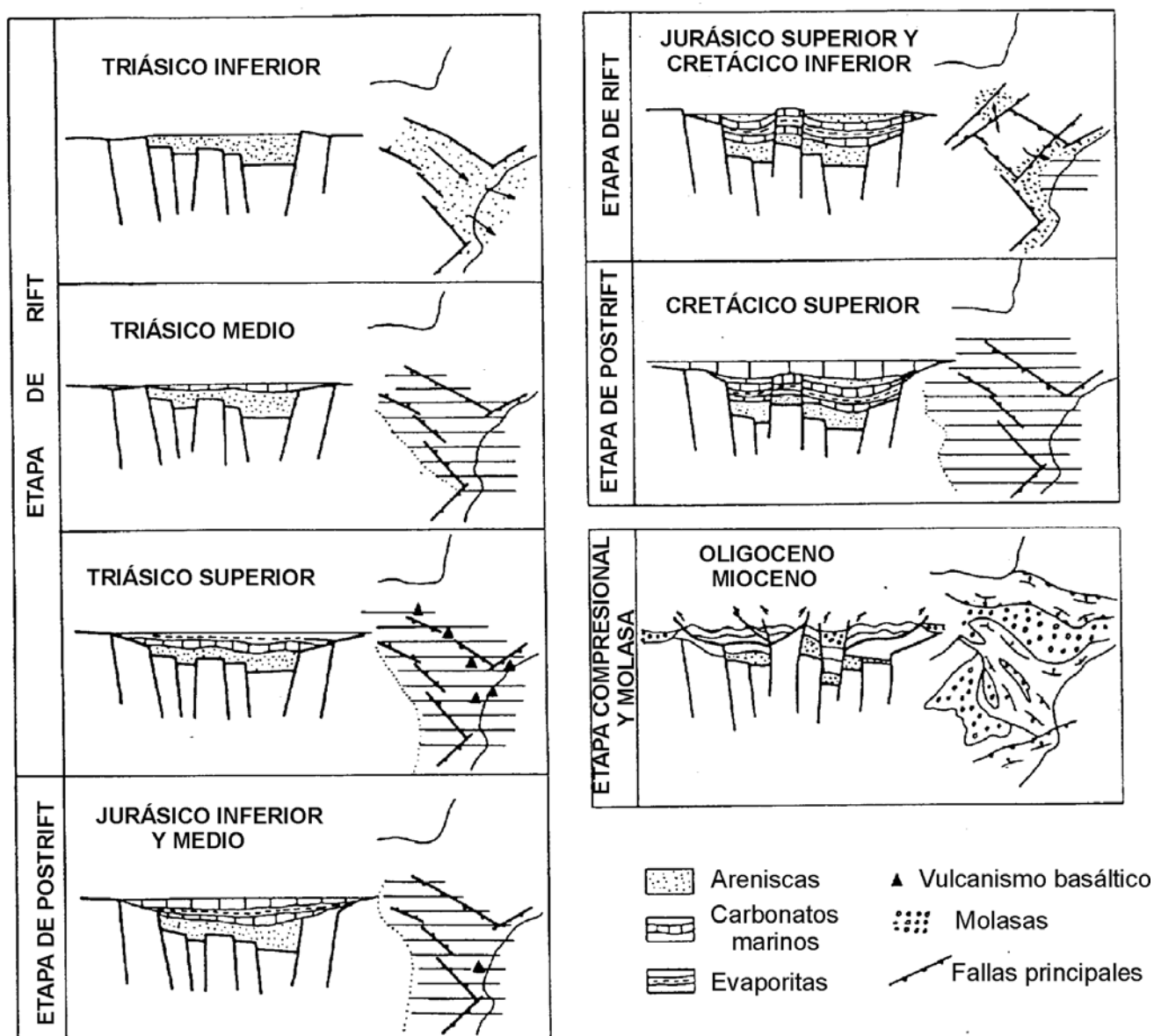


1.3.1A; 1.3.1B).

La Cordillera Ibérica es una cadena montañosa de dirección NO-SE, constituida en su mayor parte por depósitos mesozoicos, que se extiende desde el E de Burgos hasta la costa de Castellón y Valencia. Esta cadena se formó durante el Terciario a consecuencia de la inversión de la Cuenca Ibérica, desarrollada en el E de la Península Ibérica a partir del Pérmico superior y durante el Mesozoico. Además de la Cordillera Ibérica, la Cuenca Ibérica también incluye los depósitos mesozoicos de la Cordillera Costero-Catalana y parte de la Cuenca del Ebro (Salas y Casas, 1993; Guimerá *et al.*, 1995; Salas *et al.*, en prensa).

### 1.3.1. Formación y desarrollo de la Cuenca Ibérica

Relacionado con los movimientos tardihercínicos, durante el Estefaniense y parte del Pérmico se desarrolló en Iberia un sistema de fallas de desgarre con direcciones predominantes NE-SO y NO-SE (Capote, 1983). Esta actividad tectónica estuvo acompañada de la creación de algunas cuencas transtensionales, de actividad magmática, intrusiva y extrusiva, y del desmantelamiento de parte de este orógeno (Capote, 1983; Virgili *et al.*, 1983; Arche y López-Gómez, 1996; Salas *et al.*, en prensa). En el área de estudio se encuentran materiales del Cámbrico y Ordovícico afectados por este orógeno en la Sierra de la Demanda, en las provincias de Burgos y La Rioja, y al Sur del Moncayo, al E de Soria (Fig.



**Fig. 1.3.2.** Etapas de evolución de la Cuenca Ibérica (traducida de Salas *et al.*, en prensa; modificada de Álvaro *et al.*, 1979).

## 1.3.1B).

A partir del Pérmico superior comenzó a desarrollarse el *rifting* Ibérico que ha sido dividido en cuatro etapas principales, atendiendo al estudio de la estratigrafía secuencial, análisis de subsidencia y estructuras tectónicas mesozoicas, en cuatro etapas principales de evolución (Álvaro *et al.*, 1979; Mas *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1983; Salas y Casas, 1993; Roca *et al.*, 1994; Salas *et al.*, en prensa) (Fig. 1.3.2):

### I.3.1.A. Etapa de *Rift* 1 (Pérmico superior-Triásico superior)

Durante esta etapa se comenzó a desarrollar la Cuenca Ibérica a favor de la reactivación de fallas terdihercínicas (Arthaud y Matte, 1977; Vegas y Banda, 1982). Como consecuencia tuvo lugar la sedimentación de los depósitos pérmicos y triásicos, discordantemente sobre el basamento hercínico, que en la mayor parte de la Cuenca Ibérica son de carácter continental primero y marino somero y costero finalmente.

Al final del Triásico y previamente al establecimiento de las plataformas carbonatadas del Liásico, tuvo lugar en la Cuenca Ibérica un importante periodo de fracturación (San Román y Aurell, 1992; Aurell *et al.*, 1992; Roca y Guimerá, 1992 y Salas *et al.*, en prensa), que afectó al menos a los depósitos del Hettangiense, correspondientes a la Formación Cortes de Tajuña (definida por Goy *et al.*, 1976).

En el área de estudio, los sedimentos depositados durante este periodo de tiempo típicamente comienzan con depósitos continentales (Facies Buntsandstein) y finalizan con depósitos marinos someros y costeros de *sabkha* (Facies Muschelkalk y Keuper, respectivamente). Estos depósitos se encuentran en los bordes del Macizo de la Demanda, al Norte del Sierra de Cameros y en el área del Moncayo.

### I.3.1.B. Etapa de *Post-rift* 1 (Jurásico inferior y medio)

Esta etapa, en la mayor parte de la Cuenca Ibérica, estuvo dominada por una subsidencia térmica a nivel regional y el desarrollo de plataformas carbonatadas muy extensas (Salas *et al.*, en prensa). En el margen suribérico y en la Bahía de Vizcaya, sin embargo, durante esta etapa continuó el proceso de *rifting* (Vera, en prensa; Le Vot *et al.*, 1996).

Se han reconocido en la Cordillera Ibérica, para esta etapa del Jurásico, varias unidades

litoestratigráficas definidas por Goy *et al.* (1976) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, por Gómez (1978) y Gómez y Goy (1979a) en la Levantina y por Alonso y Mas (1988a) y Wilde (1988a) en la Cordillera Ibérica noroccidental. Estos depósitos han sido posteriormente divididos por Giner (1980); Aurell (1990b); Salas (1987; 1989), Alonso y Mas (1990), Fernández-López (1997), Gómez y Goy (1997), Bádenas (1997) y Aurell *et al.* (1998), en varias secuencias de depósito (Fig. 1.3.3A; 1.3.3.B).

Las unidades correspondientes a esta etapa que han sido reconocidas en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica son:

#### I.3.1.B.1. Secuencia Hettangiense-Pliensbachiense basal

Esta secuencia está constituida por las formaciones Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas definidas por Goy *et al.* (1976). La primera, que no siempre está presente, está formada por brechas dolomíticas y dolomías depositadas en un ambiente de *sabkha* costero rodeado de abanicos aluviales (Aurell *et al.*, 1992). Su base corresponde a una discontinuidad de primer orden que fosiliza los relieves creados durante el periodo de fracturación previo descrito por Aurell *et al.* (*op. cit.*). La Formación Cuevas Labradas está formada por calizas bien estratificadas, generalmente *mudstone* y *wackestone* con algunas intercalaciones margosas. En el techo de esta unidad suele observarse un *hardground*. Esta unidad se depositó en un ambiente marino somero de carácter intermareal y submareal.

#### I.3.1.B.2. Secuencia Pliensbachiense

Esta secuencia está formada también por dos unidades: la Formación Cerro del Pez, de carácter margoso y la Formación Barahona formada por calizas bioclásticas, ambas también definidas por Goy *et al.* (1976). En el techo de esta segunda unidad hay también desarrollado un *hardground*. Estas unidades se depositaron en una plataforma marina somera, de baja energía en el primer caso y de alta energía en el segundo.

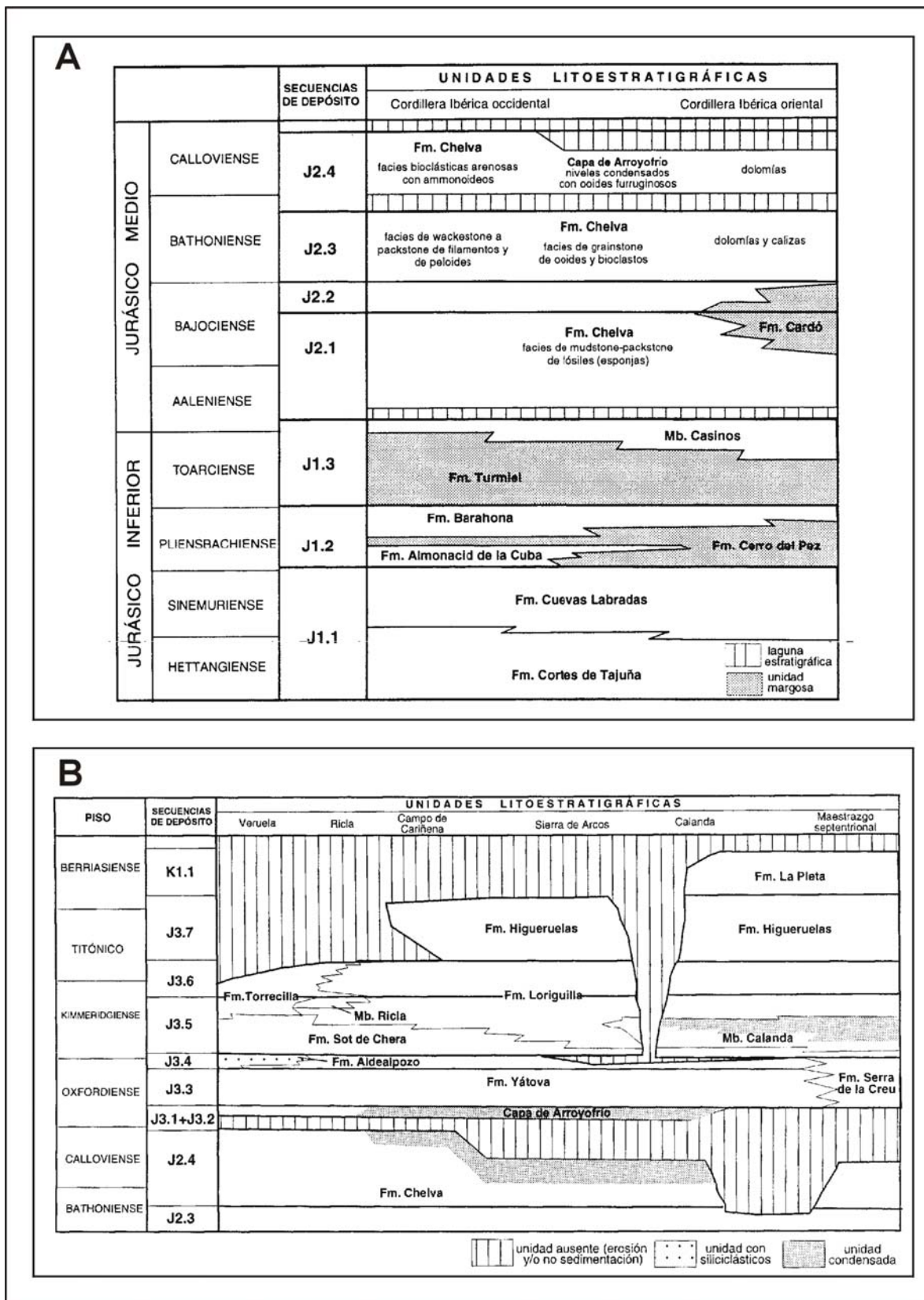
#### I.3.1.B.3. Secuencia Toarciense

Esta secuencia consiste en una alternancia rítmica de calizas y margas perteneciente a la Formación Turmiel (Goy *et al.*, *op. cit.*), depositada en un ambiente de plataforma externa.

### I.3.1.B.4. Secuencias Aalenense-Bajociense y Bajociense superior

Estas secuencias están representadas por calizas *mudstone* y *wackestone*, bastante bioturbadas, que presentan niveles de retrabajamiento con abundantes

fósiles y niveles con esponjas. Estos depósitos, correspondientes a la Fm. Chelva (Gómez, 1978; Gómez y Goy, 1979a), se sedimentaron en un ambiente de plataforma externa.



**Fig. 1.3.3.** Distribución de las unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales de la Cordillera Ibérica. **A.** Jurásico inferior y medio de la Cordillera Ibérica (tomada de Bádenas, 1999b). **B.** Jurásico superior de la Cordillera Ibérica septentrional (tomada de Bádenas, 1999b).

### **I.3.1.B.5. Secuencia Bathoniense**

Esta secuencia está formada por calizas oolíticas y bioclásticas, correspondientes a barras calcareníticas, depositadas en un ambiente de rampa somera. Estos depósitos también pertenecen a la Fm. Chelva.

### **I.3.1.B.6. Secuencia Calloviense**

La Secuencia Calloviense está representada en la mayor parte del área de estudio por una alternancia de bancos de calizas y margas de color oscuro bien estratificados correspondientes a la Fm. Chelva y depositados en un ambiente de plataforma externa. Sin embargo en el Sector de Soria, esta secuencia está representada por la Formación Pozalmuro, definida por Wilde (1988a). En este sector está caracterizada por la presencia de areniscas blancas bastante homométricas, con algunos niveles microconglomeráticos, que se depositaron en un ambiente costero.

Aquí acaba el registro del Jurásico medio. Para el Jurásico superior utilizaremos las secuencias propuestas por Aurell *et al.* (1998) para la Cordillera Ibérica.

### **I.3.1.B.7. Secuencias Oxfordiense inferior y Oxfordiense inferior-medio**

La primera secuencia consiste en un nivel de distribución irregular de oolitos ferruginosos, la Capa de oolitos de Arroyofrío (Gómez y Goy, 1979a), que contienen ammonites no reelaborados. La segunda secuencia consiste en un nivel condensado y de reelaboración, que también contiene oolitos ferruginosos y a su vez fósiles reelaborados del Calloviense superior y Oxfordiense inferior. En el área de estudio estas secuencias están representadas por un nivel de oolitos ferruginosos que aparece, sobre los depósitos del Calloviense, en el Sector de Torrecilla. Wilde (1988b) describe también la presencia de un nivel con oolitos ferruginosos al N del Moncayo en los alrededores de Ágreda. Sin embargo, hacia el sur, en el Sector de Soria, este nivel no está presente, y en su lugar se encuentra un nivel ferruginoso incrustado por ostreidos y con algunas perforaciones (Alonso y Mas, 1990).

### **I.3.1.B.8. Secuencia Oxfordiense medio-superior**

En todo el área de estudio esta secuencia está representada por la Formación Aldealpozo definida por Alonso y Mas (1988a). En los sectores de Soria y Sur del Moncayo, situados al S y SE del área de estudio, esta unidad está formada por calizas arenosas bioclásticas y calcareníticas, más abundantes hacia la

base de la unidad, y por calizas micríticas, en muchos casos con desarrollo de estromatolitos a techo de las secuencias, hacia la parte media y alta de la unidad. En cuanto a su contenido fósil, son abundantes los gasterópodos, bivalvos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y carófitas. Estas facies que se disponen en secuencias de somerización arenosas y fangosas, con evidencias de contaminación por aguas dulces y exposición subaérea a techo de las mismas, se depositaron en un ambiente de llanura de marea carbonática-lagoon (Alonso y Mas, 1990).

Sin embargo hacia el Noroeste, en el Sector de Torrecilla, esta unidad, de menor espesor, se compone de calizas limosas y margas negras, de aspecto tableado, con braquiópodos, crinoides y algunos ammonites. En este caso, el depósito de esta unidad se produjo en ambientes más profundos y tranquilos, por debajo del nivel de base del oleaje y con una tasa de sedimentación baja, en relación con la de otros sectores (Alonso y Mas, 1990).

En conjunto, el depósito de esta unidad tuvo lugar en una extensa plataforma carbonática de tipo rampa, basculada hacia el N y a la que llegaba material siliciclástico procedente de los macizos elevados del SO (Macizo Ibérico) y del Macizo del Ebro situado al NE (Alonso y Mas, 1990).

### **I.3.1.B.9. Secuencia Kimmeridgiense inferior y Kimmeridgiense superior-Titónico inferior**

Durante esta etapa tuvo lugar, en el área de estudio, la sedimentación de la Formación Torrecilla en Cameros definida por Alonso y Mas (1988a), de carácter fundamentalmente arrecifal. Esta Formación constituye la última unidad del Jurásico de carácter marino en la zona. Está formada fundamentalmente por calizas bioconstruidas por corales en las que también son abundantes los crinoides, braquiópodos, bivalvos, serpulidos y algas incrustantes. Asociadas a estas calizas bioconstruidas se encuentran las facies procedentes del desmantelamiento del arrecife, siendo también abundantes, en algunos sectores, los depósitos formados por calizas micríticas, calizas arenosas y oolíticas y areniscas (Alonso y Mas, 1990).

Estas dos secuencias se han agrupado en un mismo apartado debido a que en la mayor parte del área de estudio, la unidad arrecifal se desarrolló durante la Secuencia Deposicional del Kimmeridgiense inferior, si bien en el sector del Sur del Moncayo al menos parte de esta unidad pudo pertenecer a la Secuencia del Kimmeridgiense superior-Titónico inferior, que se desarrolló fundamentalmente hacia el SE de la Cuenca Ibérica (Bádenas, 1999b).

Una descripción más detallada sobre el estado de conocimiento de esta unidad se realizará más adelante en el capítulo III.

### **I.3.1.C. Etapa de *Rift* 2 (Jurásico superior-Cretácico inferior)**

Durante esta etapa se desarrolló un nuevo sistema de cuencas extensionales, en general, muy subsidentes: Cameros en la parte noroccidental, Maestrazgo y Columbretes en la suroriental y Cuenca Ibérica del Sur. El comienzo de esta nueva etapa de *rift*, probablemente asociado a la apertura del Golfo de Vizcaya (Salas *et al.*, en prensa), difiere en las distintas cuencas. En la Cuenca del Maestrazgo se produjo durante el Oxfordiense terminal, en Cameros durante el Titónico inferior, en la Cuenca Ibérica del Sur durante el Berriasiense y en las Columbretes durante el Jurásico superior (Salas *et al.*, en prensa). Los depósitos generados durante esta etapa también difieren en las distintas cuencas neoformadas. Así, en la Cuenca del Maestrazgo predominan los depósitos de carbonatos marinos someros (Salas, 1989, entre otros), en la Cuenca de Cameros los continentales (Mas *et al.*, 1993, entre otros) y en la Cuenca Ibérica del Sur los continentales primero y los marinos someros finalmente (Vilas *et al.*, 1983).

#### **I.3.1.C.1. La Cuenca de Cameros**

La Cuenca de Cameros, desarrollada en el contexto del *rifting* ibérico finijurásico-eocretácico, se encuentra situada en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica y está limitada al NO por la Sierra de la Demanda, al N por la Cuenca del Ebro y al S por las cuencas del Duero y de Almazán (Fig. 1.3.1b). Esta cuenca presentó una alta tasa de subsidencia y sedimentación desde el Titónico al Albiense inferior, periodo durante el cual se depositaron hasta 5000 m de sedimentos, en sentido vertical, y 9000 m si se tienen en cuenta los distintos incrementos de depósito en el sentido de desplazamiento de los sucesivos depocentros (Mas *et al.*, 1993). A su vez la Cuenca de Cameros se puede dividir en dos subcuencas de morfología romboidal: Cameros occidental, al Sur de la Sierra de la Demanda, y Cameros oriental, entre las provincias de Soria y La Rioja.

La formación de la Cuenca de Cameros ha sido interpretada como una cuenca sinclinal formada sobre una rampa, con buzamiento hacia el sur, que se desarrolló en una falla subhorizontal extensiva situada a varios kilómetros de profundidad, dentro del zócalo (Mas *et al.*, 1993) (Fig. 1.3.4A). El desplazamiento progresivo de esta falla produjo el desarrollo de la cuenca y la progresiva migración de los depocentros, que fueron desplazándose hacia el N

como consecuencia del movimiento del bloque superior de la falla (Mas *et al.*, 1993).

Su relleno, de carácter fundamentalmente continental (aluvial, fluvial y lacustre) con sólo pequeñas incursiones marinas esporádicas, constituye un gran ciclo o megasecuencia que a su vez se puede dividir en 6 secuencias deposicionales (Mas *et al.*, 1993). Estas 6 secuencias han sido correlacionadas recientemente con las secuencias deposicionales que, para el mismo periodo de tiempo, se han definido en las cuencas marinas de la Cuenca Ibérica (Salas *et al.*, en prensa).

Estas secuencias deposicionales son (Mas *et al.*, *op. cit.*) (Fig. 1.3.4B):

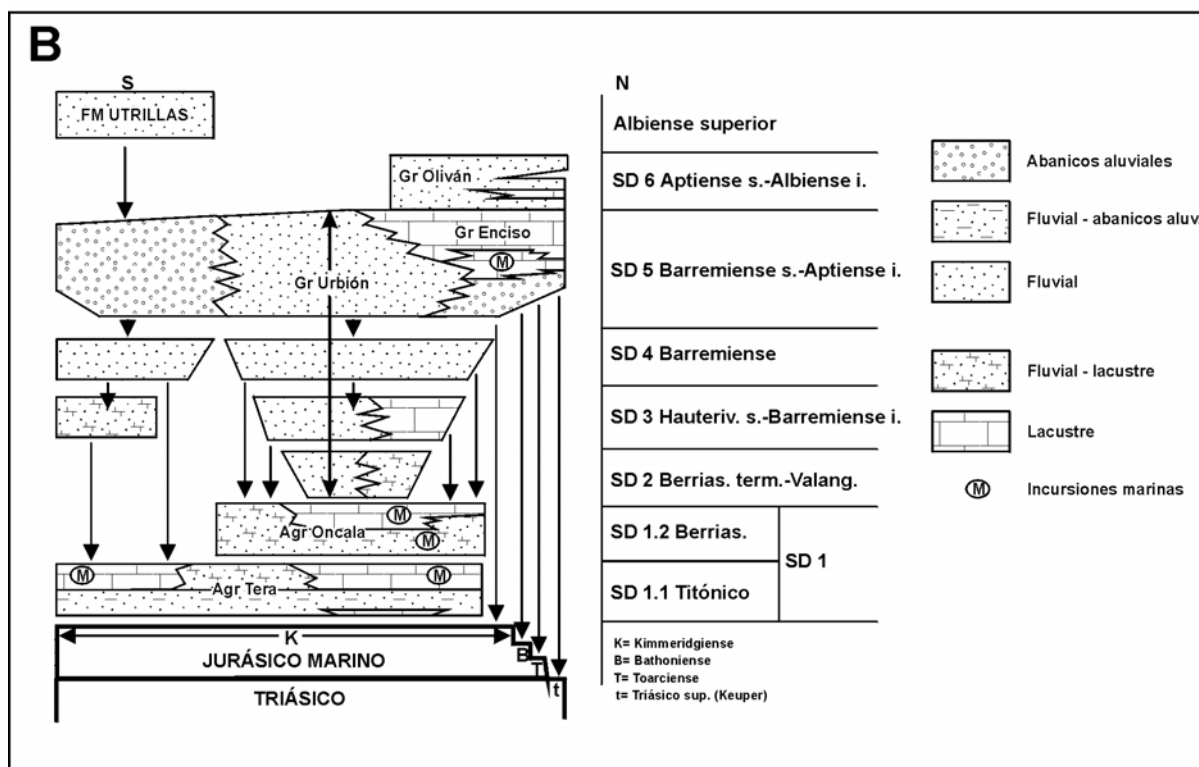
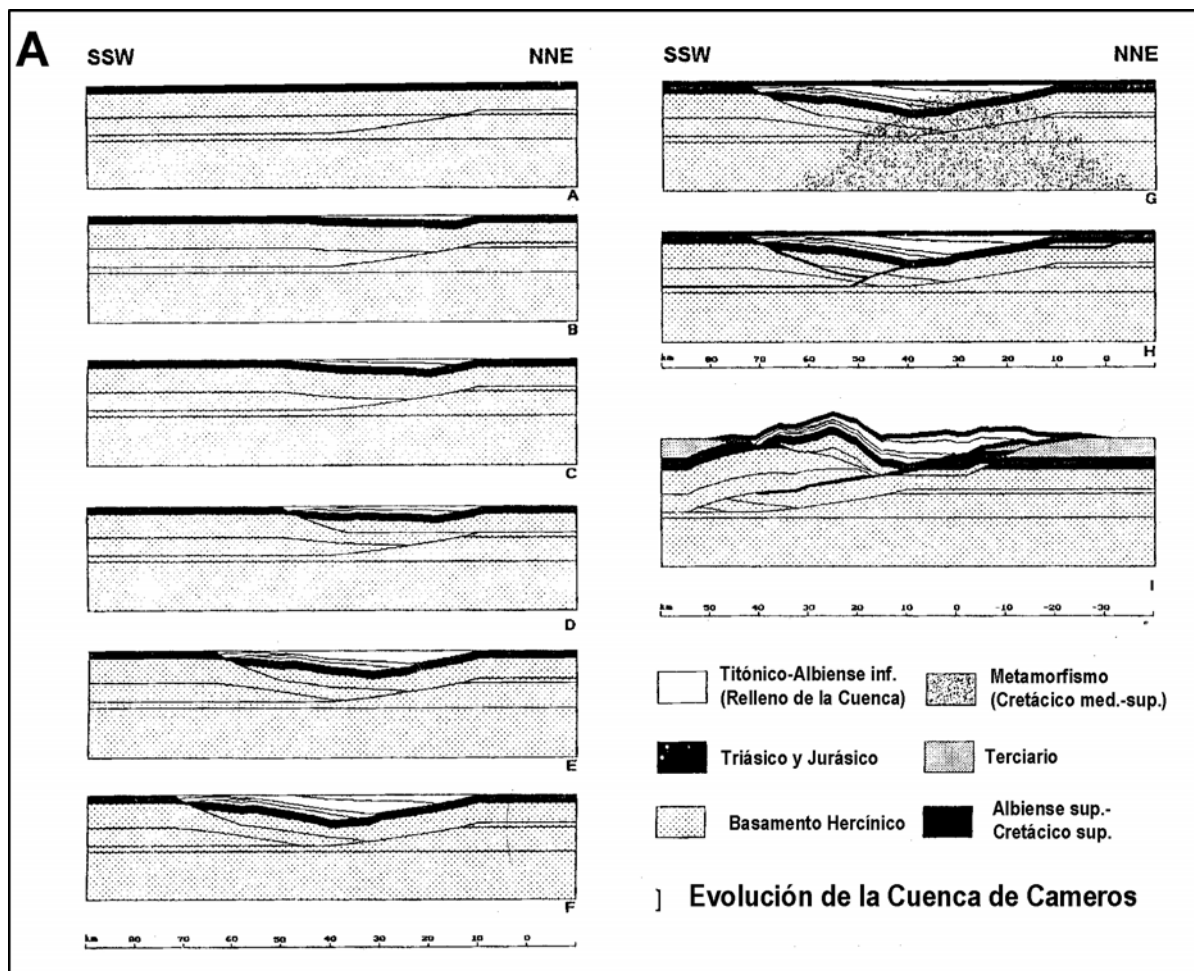
-Secuencia Titónico-Berriasiense (SD 1). Esta secuencia puede alcanzar espesores de hasta 3000 m en el sector oriental y se desarrolló en varios ciclos sedimentarios aluviales-lacustres. A su vez puede ser dividida en dos subsecuencias limitadas por discontinuidades: la primera (SD 1.1.), esencialmente del Titónico corresponde al Alogrupo Tera de Gómez Fernández (1992), y la segunda (SD 1.2.), esencialmente Berriasiense, correspondería al Alogrupo Oncala de Gómez Fernández (*op. cit.*). El límite inferior de esta secuencia lo constituye la importante discontinuidad infratitónica que supuso la emersión de toda esta parte de la Cuenca Ibérica, tras la sedimentación marina del Malm, y el comienzo de la fracturación inicial de la Cuenca de Cameros. En algunas de las unidades lacustres de esta secuencia se han encontrado pequeñas incursiones marinas (Gómez Fernández, *op. cit.*).

-Secuencia Berriasiense Terminal-Valanginiense (SD 2). Esta secuencia se halla representada en dos cubetas, de carácter predominantemente lacustre, desarrolladas en los extremos oriental y occidental de la cuenca y que pueden alcanzar espesores de hasta 300 m.

-Secuencia Hauteriviense superior-Barremiense (SD 3). Está caracterizada mayoritariamente por calizas lacustres y se halla representada en todo el sector occidental y en parte del oriental, donde puede llegar a tener hasta 800 m de espesor.

-Secuencia Barremiense (SD 4). En este caso, los materiales depositados durante esta etapa son de carácter aluvial, aunque en el sector occidental, tras los sedimentos aluviales, se encuentra una unidad de transición de origen fluvial y lacustre. El espesor puede llegar a los 900 metros. Los depósitos de esta secuencia, así como los de la SD 2 y SD 3, se corresponden con el Grupo Urbión de Tischer (1966a).





**Fig. 1.3.4. A.** Modelo de formación y evolución de la Cuenca de Cameros propuesto por Mas et al., (1993). A: Geometría de la falla extensiva previamente a la formación de la cuenca. B, C, D, E y F: Diferentes estadios en los que se produjo el depósito de las seis secuencias deposicionales durante el Titónico-Albiense inferior. G: Situación con posterioridad al depósito de la Fm. Utrillas y el Cretácico superior. H: Inversión terciaria (tomada de Mas et al., 1993). **B.** Estratigrafía simplificada y secuencias deposicionales que rellenan la Cuenca de Cameros (modificada de Guimerá et al., 1995).

-Secuencia Barremiense superior-Aptiense inferior (SD 5). Esta secuencia se encuentra representada en toda la Cuenca de Cameros, y puede llegar a alcanzar 1900 m de espesor. Los depósitos son de carácter aluvial en el sector occidental, y de carácter aluvial y también carbonático lacustre en el oriental, donde se han registrado algunos episodios de influencia marina (Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993). La parte inferior de esta secuencia, de carácter fundamentalmente siliciclástico, pertenece al Grupo Urbión de Tischer (1966a), mientras que la parte superior corresponde al Grupo Enciso del mismo autor.

-Secuencia Aptiense superior-Albiense inferior (SD 6). Está representada exclusivamente en el sector oriental de la cuenca por el Grupo Oliván de Tischer (1966a), es de carácter aluvial y puede llegar a alcanzar hasta 1500 m de espesor.

En el Sector del Sur del Moncayo, fuera del ámbito de la Cuenca de Cameros, también se produjo un periodo de fracturación, con la formación de semigrábenes, y sedimentación durante el Jurásico terminal-Cretácico inferior (Alonso y Mas, 1988b; 1990; Aurell, 1990b). En este sector se encuentran únicamente representados los depósitos continentales de las formaciones Bijuesca, de carácter aluvial, y Ciria, lacustre, definidas por Schudack (1987), y ambas pertenecientes a la Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense (Alonso y Mas, 1988b; Aurell, 1990b). Por otro lado en este mismo sector, y tras los depósitos continentales previamente descritos, aparecen unos depósitos de carácter marino somero que se depositaron durante el Aptiense-Albiense inferior y que serían equivalentes a la Formación Escucha de otros sectores de la Cordillera Ibérica (Alonso y Mas, 1988b).

Una de las características más llamativas de la Cuenca de Cameros es que es la única cuenca de la Cadena Ibérica que sufrió metamorfismo. Este metamorfismo, de bajo grado, se produjo en las zonas depocentrales de la cuenca, situadas en la zona oriental. También en determinados sectores, donde se desarrolló el metamorfismo, se encuentra una importante esquistosidad de fractura, fenómeno que ha sido señalado por numerosos autores (Guiraud, 1983; Guiraud y Séguret, 1985; Pérez Lorente, 1990; Gil-Imaz *et al.*, 1990; Gil-Imaz y Pocoví, 1994).

Casquet *et al.* (1992); Barrenechea (1994); Barrenechea *et al.* (1995); Alonso-Azcárate *et al.* (1995; 1999); Alonso-Azcárate (1997) y Mantilla-Figueroa (1999) consideran este metamorfismo como de carácter hidrotermal, habiéndose señalado en varios puntos, una inversión termal de la cuenca. Este metamorfismo se produjo bajo unas presiones de 1 a

1.5 Kb (Casquet *et al.*, *op. cit.*) y a una temperatura máxima de 350-370°C. La edad de este metamorfismo, basada en el método de K/Ar, es de 108-85 Ma., es decir, posteriormente al relleno de la cuenca (Mantilla-Figueroa, *op. cit.*).

### **I.3.1.D. Etapa de *Post-rift* 2 (Cretácico superior)**

Durante esta etapa Iberia ya constituía una placa individual que se alejaba de Europa durante el Albiense y Cenomanense, y que estaba flanqueada por los márgenes pasivos del Tethys y el Atlántico Norte (Salas *et al.*, en prensa). La sedimentación durante esta etapa estuvo controlada por la subsidencia térmica y las variaciones eustáticas. En la mayor parte de la Cuenca Ibérica, así como en el área de estudio, esta sedimentación comenzó con el depósito de las arenas en facies Utrillas. Esta unidad, que se apoya discordantemente sobre los depósitos previos desde el Paleozoico al Aptiense, es muy continua y homogénea a lo largo de toda la cuenca, si bien su edad varía, según el área, desde el Albiense superior al Cenomanense. Posteriormente tuvo lugar la transgresión Cenomanense durante la cual se desarrolló una amplia plataforma carbonática que conectó los dominios del Atlántico y del Tethys (Alonso *et al.*, 1993).

### **I.3.2. Inversión de la Cuenca Ibérica**

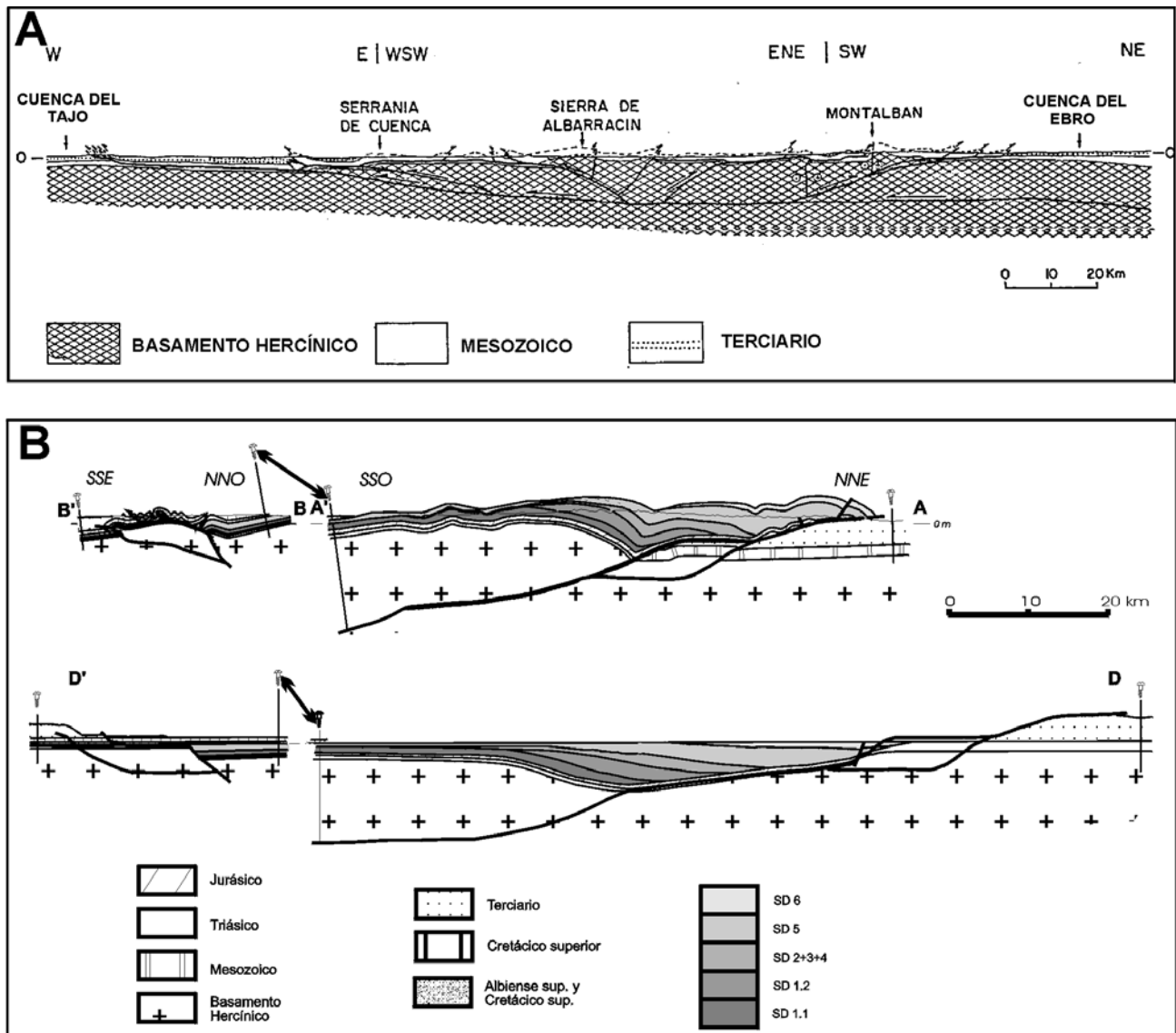
Posteriormente y durante el Paleógeno se produjo la compresión e inversión de estas cuencas, dando lugar a lo que ahora conocemos como las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana, y a la sedimentación en las cuencas terciarias adyacentes (Cuenca del Ebro, Duero, Almazán y Tajo). Muchas de las estructuras de estas cadenas involucran al basamento hercínico, y se formaron, en muchos casos, por reactivación compresional y transpresional de fallas mesozoicas que previamente habían actuado como fallas normales (Salas *et al.*, en prensa). Para la Cordillera Ibérica Guimerá y Álvaro (1990) proponen un modelo de geometría en abanico con pliegues y cabalgamientos, que afectan también al zócalo, de dirección predominantemente NO-SE, que vergen al N, en el sector norte, y al S, en el sector sur (Fig. 1.3.5A).

#### **I.3.2.A. Rasgos estructurales de la Cuenca de Cameros**

Durante el Paleógeno y hasta el Mioceno inferior-medio la Cuenca de Cameros fue invertida debido a la compresión pirenaica (Guimerá *et al.*, 1995). En el



margen N de la cuenca esta inversión se produjo mediante un cabalgamiento neoformado, a favor de la zona de debilidad de las facies Keuper del Triásico superior. Este cabalgamiento se expandió hacia el N, con un desplazamiento de 33 km, y hacia el S, donde se desarrolló un sistema de cabalgamientos sobre las cuencas del Duero y de Almazán, dando lugar a una estructura de tipo *pop-up* de unos 80 km de ancho (Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 1.3.4A; 1.3.5B).



**Fig. 1.3.5.** **A.** Corte geológico a través de la Cordillera Ibérica (traducida de Guimerá y Alvaro, 1990). **B.** Corte geológico a través de la Cuenca de Cameros, y corte parcialmente restituído de la misma (traducida de Guimerá *et al.*, 1995).



## I.4. Antecedentes bibliográficos

Debido a los numerosos trabajos que se han publicado hasta ahora sobre la Cordillera Ibérica, sólo se revisarán cronológicamente en este capítulo los trabajos publicados previamente sobre el Jurásico superior marino en general y el Kimmeridgiense en particular del sector noroccidental de la Cordillera Ibérica. También se hará una revisión de los trabajos publicados sobre los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros y de la Cordillera Ibérica noroccidental debido a que su presencia, potencia y características serán importantes a la hora de poder interpretar la evolución diagenética de la Fm. kimmeridgiense Torrecilla en Cameros objeto de esta Tesis Doctoral. Estos trabajos abordan generalmente la problemática de la cuenca desde un punto de vista general, estratigráfico, sedimentológico y/o tectónico. De cualquier forma, en los últimos años ha habido una gran proliferación de trabajos realizados sobre el estudio de la tectónica y metamorfismo de los materiales del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros, en su mayoría de origen siliciclástico, siendo muy pocos los antecedentes encontrados sobre la evolución diagenética de las unidades carbonatadas del Jurásico.

Los apartados de este capítulo se han organizado en función de su antigüedad en:

-Publicaciones del siglo XIX, realizadas fundamentalmente por autores españoles. La mayoría de ellas son carácter regional y pertenecen a los Boletines y Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España.

-Publicaciones de la primera mitad del siglo XX, realizadas tanto por autores españoles como por autores alemanes y franceses hasta el año 1936, en el que comenzó la guerra civil. Las publicaciones de los alemanes y franceses son de tipo regional, sin embargo, los trabajos de los españoles, se restringen a áreas más concretas.

-Publicaciones de la segunda mitad del siglo XX (hasta 1980). Tras el paréntesis de la guerra y sobre todo durante los años 60 y 70 se realizaron, además de varios trabajos de carácter regional, varias tesis doctorales sobre el Jurásico y Cretácico de la Cordillera Ibérica. La denominación de muchas de las unidades del Jurásico y Cretácico que fueron

definidas en varias de estas tesis doctorales se continúan utilizando en la actualidad.

-Publicaciones de la segunda mitad del siglo XX (a partir de 1980). A partir de los años 80 se produce una gran proliferación de trabajos sobre la estratigrafía, sedimentología, tectónica y metamorfismo de la Cordillera Ibérica en sus distintos sectores. Por esta razón solamente se hará referencia, en distintos apartados, a los trabajos publicados sobre el Jurásico superior marino de la Cordillera Ibérica noroccidental, y sobre el Jurásico terminal-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros y del Sector del Sur del Moncayo.

### I.4.1. Publicaciones del siglo XIX

La primera cita que hemos encontrado se refiere a la geología del Moncayo, y se remonta a la primera mitad del siglo pasado (Ezquerro, 1841). Este autor considera a las calizas del Jurásico de esta zona como carboníferas y a los materiales infrayacentes como devónicos.

Durante la segunda mitad del siglo pasado se comenzaron a editar los boletines y memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. Martín Donayre (1873) realiza un extenso trabajo sobre la geología de la Provincia de Zaragoza. Asimismo realiza varios cortes y un mapa geológico de la provincia a escala 1:400000. Aránzazu en 1877 hace una descripción de la fisiografía, fuentes termales y geología de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. Urrutia (1878) hace una síntesis de los minerales, rocas y fósiles encontrados en la Provincia de Logroño.

Mallada (1884; 1885 y 1887) hace una enumeración y descripción de los fósiles del Jurásico, Triásico y Jurásico y “*Cretáceo*” inferior de España, respectivamente. Ya en el siglo XX, Mallada (1904), estudia desde un punto de vista estratigráfico, petrográfico y paleontológico los depósitos del “*Infracretáceo* y *Cretáceo*” de la Península Ibérica.

En 1885, Palacios y Sánchez Lozano hacen una extensa descripción de los materiales wealdenses de las provincias de Soria y Logroño distinguiendo varias unidades. También hacen alusión tanto a los fósiles como minerales encontrados en estos

depósitos. Palacios (1890) en su Memoria para la Comisión del Mapa Geológico de España, realiza un exhaustivo estudio sobre la geología de la Provincia de Soria, levantando el mapa y varios cortes geológicos de la misma a escala 1:400000. En 1892 este mismo autor estudia la geología del Sur de la Provincia de Zaragoza, haciendo también mención a algunos afloramientos que, como los del área de Ágreda, se encuentran en la Provincia de Soria.

Sánchez Lozano (1894), también en las Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, hace un extenso y exhaustivo estudio sobre la geología de la Provincia de Logroño, describiendo y subdividiendo las facies del Jurásico y Cretácico inferior de la Provincia y realizando a su vez varios cortes y el mapa geológico a escala 1:400000. En relación a la Formación Torrecilla en Cameros, objeto de esta Tesis Doctoral, este autor hace una descripción de las facies de corales del Jurásico en el área de Torrecilla, interpretando su ambiente de formación como arrecifal, haciendo referencia a su similitud con los arrecifes que actualmente se desarrollan en el Pacífico.

Por último, a finales del siglo pasado, varios investigadores franceses (Chudeau, 1896; Lazarret, 1896 y Derreims, 1898) realizaron sus tesis doctorales sobre la geología de Burgos, Soria, Logroño, Álava y el S de Aragón.

#### I.4.2. Publicaciones de la primera mitad del siglo XX

A comienzos del siglo XX se publicaron varios trabajos sobre la geología del Moncayo. Vicente (1903) describe los materiales del Jurásico; Gómez de Llarena (1917) y Palacios (1917) describen los materiales del Triásico pero los atribuyen al Carbonífero. Navás (1925; 1931) hace una descripción de todos los materiales que forman parte del Moncayo, así como de los minerales y de los aspectos hidrológicos de esta zona.

Durante los años 20, Joly (1922a; 1922b; 1923a; 1923b) pronunció, en la Academia de Ciencias de París, una serie de conferencias sobre la geología y estratigrafía de algunas áreas de la Cadena Celtibérica, en las provincias de Logroño, Soria, Zaragoza. Este mismo autor presentó un amplio trabajo sobre la geología de la Cadena Celtibérica en el Congreso Internacional de 1926 celebrado en Madrid y fue publicado en 1927. En él trabajo hace una descripción de la estratigrafía del Paleozoico y sobre todo del Mesozoico, así como de la tectónica e historia geológica de las provincias anteriormente citadas. Este autor considera que las

series triásicas, jurásicas y cretácicas son concordantes, debiéndose las lagunas sedimentarias existentes a “*los movimientos del mar provocados por débiles movimientos del suelo*”.

A finales de los años 20 y principios de los años 30, varios autores alemanes publicaron sus trabajos sobre la Cadena Ibérica Norte y/o la Demanda. Lotze (1929) estudió fundamentalmente la estratigrafía y tectónica del Paleozoico de la Cadena Ibérica; Schriell (1930) estudió la estratigrafía y tectónica de la Sierra de la Demanda y de los Montes Obarenes; Richter (1930) estudió la geología de la Cadena Ibérica entre el valle del Río Jalón y la Sierra de la Demanda. Finalmente Richter y Teichmüller (1933) realizaron una síntesis en la que tratan aspectos estratigráficos, paleogeográficos y tectónicos de la Cadena Ibérica. Posteriormente, y ya durante los años 40, Aitken (1942; 1946) estudia la tectónica del borde norte de la Sierra de la Demanda.

Con respecto a los trabajos publicados en esta época por investigadores españoles, caben destacar los de Olagüe (1935; 1936). Este autor realiza un exhaustivo estudio sobre la estratigrafía del Jurásico de La Rioja. En su trabajo del año 1935 examina el Jurásico de la zona de Arnedillo, haciendo la distinción, en este sector, entre “*los terrenos del Jurásico inferior o Lías, de los del superior*”. También señala la existencia del “*Caloviense*” y Oxfordiense, considerando la fauna jurásica de este área como perteneciente a la “*facies vasca*”. En su trabajo de 1936 hace un estudio lito- y bioestratigráfico del Jurásico en “*Las Sierras de Cameros*” desde Brieva a Torrecilla en Cameros. En este trabajo describe y data diversas series del Jurásico marino de la zona, para el que da un espesor de “*unos mil metros*”. En él también señala la existencia del Sinemuriense, Bajociense, “*Batoniense*”, “*Caloviense*”, Oxfordiense y Lusitaniense, en el que incluye las facies de “*coralarios*” objeto de esta Tesis Doctoral. Asimismo describe la transición, para él gradual, entre las facies coralinas y las continentales wealdicas mediante “*unas arcillas amarillentas, a veces casi blancas, y un finísimo conglomerado que suponemos la playa, es decir, los terrenos que hacen la transición entre las facies marina y la continental*”.

#### I.4.3. Publicaciones de la segunda mitad del siglo XX (hasta 1980)

Durante los años 50 y 60 la mayor parte de las publicaciones corresponden a trabajos realizados por geólogos alemanes y franceses, sobre todo, y encaminados al estudio lito- y bioestratigráfico del Jurásico y Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica

norte y Cuenca de Cameros. Westermann (1955), de la escuela alemana, realiza la bioestratigrafía del Jurásico de la Sierra de la Demanda, y Burollet *et al.* (1958), de la escuela francesa, realizan una correlación de las unidades del Jurásico desde Renieblas, al Oeste de Soria, hasta Alcañiz (Teruel). Estos autores describen las facies arrecifales de la columna de Renieblas, adjudicándoles una edad portlandiense o kimmeridgiense superior.

En los años 50 se iniciaron en la Universidad de Bonn varias tesis doctorales, sobre la estratigrafía y tectónica del Jurásico y del Cretácico inferior del NO de la Cordillera Ibérica y Cuenca de Cameros, que se publicaron posteriormente en 1966. Mensink (1966) estudió la estratigrafía y paleogeografía del Jurásico marino de la parte noroccidental de la Cordillera Ibérica. En este trabajo, y fundamentalmente en función de la fauna de ammonites, dividió el Jurásico de este área en zonas y subzonas, comparándolas a su vez con las del Jurásico de la Europa Central. En relación al Jurásico superior, este autor ya describe que durante el Oxfordiense el mar permanecía en esta zona en un “*canal angosto*” y que en el Oxfordiense superior y Kimmeridgiense inferior este estrecho se “*dividió en dos brazos de mar que se retiraron uno hacia el Sureste y el otro hacia el Norte*”. También señala que el desarrollo marino en esta parte de la Cordillera Ibérica finalizó, como muy tarde, en el Kimmeridgiense medio. Beuther (1966) realizó el estudio de las facies *Weald* y Utrillas de la zona oeste de la Cuenca de Cameros, Kneuper (1966), por su parte, estudió la bioestratigrafía del *Weald* de la Sierra de Cameros basándose en la fauna de ostrácodos. Este autor considera que la sedimentación weáldica de la Sierra de Cameros comenzó en el Kimmeridgiense y finalizó “*probablemente cerca del límite Jurásico-Cretáceo*”. Por último Tischer (1966a; 1966b) realizó el estudio del “*Weáldico*” de la parte oriental de la Sierra de Cameros, haciendo una subdivisión litoestratigráfica de estas facies en 5 unidades, como ya hicieran anteriormente Sánchez Lozano (1894) y Sáenz (1932), si bien este autor dio a estas unidades el nombre formal, con rango de Grupo, que todavía hoy se continúan utilizando. En estos trabajos Tischer (1966a; 1966b) propone una interpretación en cuanto a la tectónica de este área. (Tischer, 1966b) considera que “*no hay grandes lagunas entre la sedimentación del Jurásico marino y la del “Wealdense”; al contrario, la documentación de estratos allí es tan completa que a veces se puede observar la transición progresiva en sentido vertical y horizontal, entre los sedimentos marinos y continentales*”.

A finales de los años 60, Bulard, geólogo de la escuela francesa, publicó varios trabajos sobre la estratigrafía del Jurásico medio y superior de la

Cordillera Ibérica en el borde con la Cuenca del Ebro. Bulard (1966) describe las facies del Jurásico superior al Sur de la Provincia de Zaragoza, así como su extensión. Más tarde, en 1968, este mismo autor describe las facies del Oxfordiense del N de la Cordillera Ibérica desde Ricla hasta Talamantes; Bulard (1970) hace un estudio sobre el Jurásico medio y superior entre Ciria y Bijuesca (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). En este trabajo describe unas facies con abundantes corales que data como Oxfordiense.

En el año 1971 se publicaron las actas del Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España realizado en Vitoria en el año 1970. En estas actas se recogen varios trabajos sobre el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica. En este capítulo sólo se mencionarán los referentes al área de estudio. Bulard *et al.* (1971) hacen una revisión del Jurásico de la parte oriental de la Cordillera Ibérica. Estos autores señalan la existencia de un periodo transgresivo durante el Oxfordiense y otro regresivo que comenzó durante el Kimmeridgiense y se continuó durante el Portlandiense. Por su parte, Assens (1971) describe las unidades del Jurásico en el área de Cameros. Este autor considera que el Jurásico marino de este área “*alcanza hasta el Calloviense u Oxfordiense, pero no al Kimmeridgiense y Portlandiense*”. Asimismo da una edad, para las unidades de corales del Jurásico superior del área de Torrecilla, oxfordiense superior, aunque remarcando que “*la presencia de Alveosepta jaccardi en los niveles más altos hace pensar en su edad kimmeridgiense. En todo caso se trataría de un Oxfordiense muy alto “Sequaniense”*”.

En 1972 Bulard presenta su Tesis Doctoral sobre el Jurásico medio y superior en el borde de la Cuenca del Ebro desde las Catalánides a la Sierra de la Demanda (datos sobre este estudio se publicarán posteriormente en Bulard, 1974 y Bulard *et al.*, 1974). Este autor en su Tesis Doctoral hace un estudio muy completo sobre la estratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la Cordillera Ibérica noroccidental, definiendo lo que denominó “*el Estrecho de Soria*”, que se desarrolló fundamentalmente durante el Jurásico superior y que comunicaba el “*Mar Cantábrico*”, al norte, con el “*Mar Levantino*” al sur. En este área asigna una edad oxfordiense a las facies de corales del Jurásico superior y una edad oxfordiense y kimmeridgiense a las facies continentales que se apoyan sobre ellos. Bulard *et al.* (1973) considera que en el Estrecho de Soria el contacto entre las facies continentales “weáldicas” y las calizas del Jurásico es discordante, de modo que los sedimentos continentales se apoyan progresivamente, desde el NE al SO, sobre materiales del Jurásico marino cada vez más antiguos.

Brenner y Wiedmann (1974) hacen una revisión de la paleogeografía y bioestratigrafía del “Weald” celtibérico septentrional mediante el estudio de ostrácodos, considerando que, en la zona oriental de los Cameros, el *Weald* sucede inmediatamente a la sedimentación marina del Oxfordiense.

Mauthe (1975) estudia el paleokarst desarrollado sobre el Jurásico marino de la Provincia de Soria. Este autor considera que durante el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense inferior sólo existió un estrecho canal con sedimentación marina que se situaba entre la Sierra de Cameros y la Sierra del Madero. Brenner (1976), por su parte, considera que existieron condiciones marinas durante el Kimmeridgiense hacia el E y SE de la Provincia de Soria (a partir de la Sierra del Madero), no hacia el N, en la Sierra de Cameros, en el Sector de Torrecilla.

Valladares-González (1976) realiza su Tesis Doctoral sobre la sedimentología del Jurásico y del Cretácico del Sur de la Sierra de la Demanda. Posteriormente, Giner (1980) realizó su Tesis Doctoral sobre la sedimentología y diagénesis de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

En 1979 se publicaron las actas del II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España que se celebró en Granada. De este coloquio caben destacar, por su relación con esta Tesis Doctoral, los trabajos de Giner y Barnolas (1979) y de Gómez y Goy (1979b). Giner y Barnolas (*op. cit.*) realizaron un estudio sobre los arrecifes de coral del Jurásico superior de Albarracín. Gómez y Goy (*op. cit.*) hacen un estudio sobre la evolución lateral de las distintas unidades litoestratigráficas carbonatadas del Jurásico, definidas previamente por Goy *et al.* (1976); Gómez (1978) y Gómez y Goy (1979a) a lo largo de la Cordillera Ibérica desde Burgos a Valencia.

Fue también en 1979 cuando Álvaro *et al.* publican su hipótesis sobre la formación de la Cuenca Ibérica, considerándola como un aulacógeno, limitado por fracturas tardihercínicas reactivadas, que se desarrollaron en 4 etapas desde el Pérmico superior al Cretácico superior.

#### **I.4.4. Publicaciones de la segunda mitad del siglo XX (a partir de 1980)**

A partir de los años 80 ha habido una importante proliferación de trabajos sobre la zona septentrional de la Cordillera Ibérica y la Cuenca de Cameros. Debido a esta abundancia de trabajos, se hará referencia por separado a los estudios que, sobre este

área, se han publicado sobre el Jurásico superior marino, por un lado, y sobre los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior, por otro (en sus aspectos estratigráficos, sedimentológicos, tectónicos y sobre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros).

Después del año 80 también se publicaron las Hojas del Mapa Geológico 1:50000 de la serie MAGNA que comprenden el área de estudio. Estos trabajos se describirán en este apartado debido a su carácter general.

Ramírez Merino *et al.* (1990) realizan el Mapa Geológico a escala 1:50000 de Anguiano. Estos autores utilizan la nomenclatura definida por Alonso y Mas (1988a) para las unidades del Jurásico superior marino de la zona, asignándoles una edad del oxfordiense-kimmeridgiense inferior. Asimismo, describen la existencia de unas facies de arcillas con niveles edáficos, areniscas y carbonatos del Kimmeridgiense superior que interpretan como la transición a ambientes continentales. Por encima de esta unidad sitúan los depósitos continentales del Grupo Tera (Tischer, 1966a) al que asignan una edad portlandiense-berriasiense.

Navarro Vázquez *et al.* (1991a) realizan el Mapa Geológico de escala 1:50000 de Soria. En él no se hace una distinción, salvo en la memoria explicativa, entre las unidades correspondientes al Jurásico marino desde el Bathoniense al Kimmeridgiense. Este autor describe la Formación Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo, a la que se le asigna una edad oxfordiense-kimmeridgiense, y la Formación Calizas con oncolitos de Higuieruelas, en la que incluye las facies arrecifales del Jurásico superior, y a la que asigna una edad Kimmeridgiense. Además define para esta zona una discontinuidad entre los depósitos del Jurásico marino y los continentales en facies “Weald” a los que asigna una edad kimmeridgiense-berriasiense.

Navarro Vázquez *et al.* (1991b) realizan el Mapa Geológico 1:50000 de Borobia. En él distinguen dos unidades que abarcan el Jurásico superior marino en esta zona: La primera Calloviense inferior-Kimmeridgiense, que correspondería a la Formación Pozalmuro, y la segunda, Kimmeridgiense, que corresponde a la Formación Calizas y Oncolitos de Higuieruelas. Es en esta Formación donde se incluyen las calizas con corales objeto de este estudio. Por encima y de manera discordante se apoyan los depósitos continentales en facies *Weald*, a los que asigna una edad kimmeridgiense-barremiense.

Muñoz (1993) realiza una modelización y evaluación del potencial de generación de

hidrocarburos en la Cordillera Ibérica noroccidental, llegando a la conclusión de que los valores de generación de hidrocarburos en este área son bajos debido al reducido volumen de roca madre, a su bajo contenido en kerógeno de las posibles rocas madre del área (Pérmico y Jurásico inferior) y a que la distribución de los flujos de calor, ligados a la tectónica, “no permitió una “eficaz” maduración de la materia orgánica”.

#### **I.4.4.A. Trabajos posteriores a 1980 relativos al Jurásico superior marino de la Cordillera Ibérica septentrional**

Benke *et al.* (1981) hacen un amplio y detallado estudio sobre la lito-, bio-, y paleogeografía de las facies coralinas del Jurásico superior (en 50 perfiles) del área de Cameros y de la parte septentrional de la Cordillera Ibérica al E de la ciudad de Soria. Estos autores distinguen varias áreas con desarrollo de corales, que según ellos mismos apuntan “*son más abundantes de lo supuesto hasta ese momento*”, asignando a esta unidad una edad, en función de los ammonites, kimmeridgiense inferior-medio.

Conze *et al.* (1984) realizan la bioestratigrafía del límite Dogger-Malm y del Malm marino en la misma área basada en los ammonites, estableciendo una clasificación bioestratigráfica para el Oxfordiense y Kimmeridgiense inferior. Estos autores asignan una probable edad kimmeridgiense inferior a la unidad de corales. Errenst (1984), por su parte, realiza también la paleogeografía del Malm para toda la Cordillera Ibérica.

Nieva (1986) y Nieva *et al.* (1986-1987) estudian el Jurásico superior marino en el área de Ricla-Tarazona y en el sector central de la Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica respectivamente.

Alonso *et al.* (1986-1987) hacen un estudio sobre la sedimentología y arquitectura deposicional del complejo arrecifal coralino del N de la Sierra de Cameros. Estos autores consideran que el crecimiento de este complejo responde a un modelo de arrecife franjeante en el que predominó la acreción frontal e identifican ocho cuerpos arrecifales que se fueron adosando frontal y progresivamente al desarrollado previamente. Este tipo de crecimiento estuvo controlado “*por pulsos de levantamiento tectónico con emersión (mecanismo dominante) y eustatismo positivo (mecanismo subordinado)*”. Por último, en este trabajo se describen los procesos diagenéticos tempranos que afectaron a esta unidad, identificando paleoalteraciones a techo de la unidad.

Aurell y Meléndez (1987) estudian las construcciones arrecifales de la Fm. Higuieruelas (Kimmeridgiense superior) en el sector central de la Rama aragonesa de la Cordillera.

Dragastán *et al.* (1987) estudian el Malm marino de la Sierra del Madero (en la Provincia de Soria), donde definen para este sector la Formación Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo, haciendo una corrección de edades y bajando el límite oxfordiense-kimmeridgiense en este área.

En el año 1988 se publicaron varios trabajos relacionados con esta Tesis en las actas y la guía de excursiones del III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España celebrado en Logroño en ese mismo año. Alonso y Mas (1988a) estudian el Jurásico superior marino, en sus aspectos sedimentológicos, en el sector Demanda-Cameros, definiendo y representando la paleogeografía, para todo este sector, de la Formación oxfordiense Calizas negras de Aldealpozo y la Fm. kimmeridgiense Calizas con corales de Torrecilla en Cameros; Alonso y Mas (*op. cit.*) realizan también un estudio comparado de la geometría de los corales en el sector de Torrecilla en Cameros (donde predomina la acreción frontal) y en el sector de Soria (donde predomina la acreción vertical), situados al N y S de la Sierra de Cameros, respectivamente. Mas y Alonso (1988b) estudian la evolución, arquitectura deposicional y diagénesis del complejo arrecifal progradante de Torrecilla en Cameros. Wilde (1988b) y Wilde *et al.* (1988) estudian el Jurásico superior marino en el área de Ágreda, Madero y Moncayo, considerando que el tránsito entre el Jurásico marino y el continental se realiza, en este sector, de una forma transitoria a través de lo que ellos denominan “*Calizas de algas*”. Díaz-Molina *et al.* (1988) describen los depósitos terrígeno-carbonatados del Jurásico medio-superior marino del área de Talveila, interpretándolos como depósitos de isla barrera-lagoon. Aurell (1988) estudia la Secuencia Depositional Kimmeridgiense en las provincias de Teruel y Zaragoza deduciendo, en función de la sedimentología y distribución de las facies, los principales accidentes paleogeográficos que condicionaron el depósito de estos materiales. Aurell y Nieva (1988) estudian el Jurásico superior en el área de Ricla, reconociendo dos ciclos sedimentarios: el Oxfordiense superior-Kimmeridgiense y el segundo Titónico. Posteriormente, varias de las comunicaciones que se presentaron en este congreso culminaron en su publicación en forma de trabajos más amplios (Alonso y Mas, 1990; Mensink *et al.*, 1990 y Aurell, 1990a) en el volumen nº 14 de Cuadernos de Geología Ibérica sobre la estratigrafía del Jurásico de la Península Ibérica.

En el año 1989 se celebró el XII Congreso Español de Sedimentología en Bilbao donde se presentaron varias comunicaciones relacionadas con esta Tesis. Alonso *et al.* (1989) establecen una correlación de las secuencias del Oxfordiense y Kimmeridgiense desde el Norte de la Sierra de Cameros (Provincia de Logroño) hacia el Sur y Sureste, en las áreas de Bigornia y Aguilón (Provincias de Soria y Zaragoza respectivamente). Aurell *et al.* (1989) estudian los depósitos de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense desde Veruela a Aguilón. Mas y Alonso (1989) estudian, mediante la aplicación de la catodoluminiscencia, las sucesiones de cementos presentes en los arrecifes del Jurásico superior de la Sierra de Cameros.

Errenst (1990; 1991) realiza un extenso estudio paleontológico y bioestratigráfico basado en los corales del Jurásico superior desde la Sierra de Aralar en Vitoria hasta la Provincia de Castellón, aunque centrando su estudio en la Cordillera Ibérica septentrional. Este autor data esta unidad arrecifal como Kimmeridgiense inferior en el área de Cameros-Sierra del Madero y Ricla, si bien hacia el SE (Montes Universales y Maestrazgo) le asigna una edad desde el Kimmeridgiense inferior alto al Kimmeridgiense superior e incluso Titónico. Wnendt-Juber (1990), por su parte, realiza el estudio bioestratigráfico de esta misma unidad arrecifal basándose en la fauna de foraminíferos y algas calcáreas.

En este mismo año Aurell (1990b) presenta su Tesis Doctoral sobre el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central en las provincias de Zaragoza y Teruel. En ella, así como en trabajos posteriores (Aurell, 1991; Aurell y Meléndez, 1993 y Aurell *et al.*, 1998), se diferencian distintos sectores para esta parte de la Cuenca Ibérica, distinguiendo en cada uno de ellos tres secuencias deposicionales para el Jurásico superior. Las dos primeras (Oxfordiense y Kimmeridgiense) de carácter marino en todo el área de estudio, y la tercera (Titónico-Berriasiense) de carácter continental hacia el NO y marino hacia el SE. Asimismo, cada una de las tres secuencias es dividida en cortejos sedimentarios, refiriendo el análisis sedimentológico a cada uno de estos cortejos. Por último se proporciona una interpretación de cada uno de estos cortejos y secuencias en función de la interacción entre tectónica sinsedimentaria, eustatismo y aportes sedimentarios. Aurell (1990b) asigna la Fm. arrecifal de Torrecilla en Cameros al O de la Provincia de Zaragoza, al Kimmeridgiense superior-Titónico inferior, en el área del Moncayo, al Titónico inferior en el área de Ricla (hacia el Sureste), y al Kimmeridgiense superior-Titónico inferior en el área de Montalbán hacia el Sur, ya en la Provincia de Teruel. Posteriormente, Aurell y

Bádenas (1994) estudian los factores que controlaron la evolución sedimentaria de la rampa kimmeridgiense en la parte norte de la Cordillera Ibérica, realizando para ello una modelización por ordenador con la que cuantifican algunos aspectos sobre la sedimentación en esta rampa. Aurell *et al.* (1995), basándose en los datos de superficie y la modelización por ordenador, reconstruyen la geometría deposicional de la Cuenca Ibérica durante el Oxfordiense y Kimmeridgiense, estudiando los factores que controlaron su evolución.

Bádenas *et al.* (1992; 1993) estudian las características sedimentológicas de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense en el área de Ricla, considerando que se trataba de una rampa carbonatada dominada por las tormentas. Bádenas (1997) en su Tesis de Licenciatura, así como en trabajos posteriores (Bádenas, 1999a; Bádenas y Aurell, 1998 y Bádenas *et al.*, 1999), estudia la caracterización sedimentológica de la rampa carbonatada kimmeridgiense en el área de Ricla y su modelización por ordenador. En estos trabajos se diferencian dos secuencias deposicionales en el Kimmeridgiense de ese sector, distinguiéndose en cada una de ellas los cortejos sedimentarios, se modeliza la geometría de la rampa y se considera la importancia de las tormentas en la resedimentación del fango carbonatado desde las zonas proximales a las distales. Bádenas (1999b) presenta su Tesis Doctoral sobre la sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense al E de la Península Ibérica (desde la Sierra de Aralar a los Altos de Chinchilla) en varios sectores de las provincias de Navarra-Guipúzcoa, Zaragoza, Teruel y Albacete. En este trabajo, así como en Bádenas (1999c) y Bádenas y Aurell (1997), se reconocen las dos secuencias deposicionales y los cortejos sedimentarios asociados a cada una de ellas para el Kimmeridgiense en el margen occidental y suroccidental de la Cuenca Ibérica. En el sector norte del Estrecho de Soria y Sierra de Aralar, sin embargo, reconoce únicamente la primera secuencia. Bádenas (1999b) también realiza los mapas paleogeográficos y los esquemas de distribución de las facies para el Este de la Placa Ibérica, discutiendo el papel jugado por cada uno de los factores sedimentarios en esta distribución.

En relación a los trabajos publicados sobre el Jurásico superior marino en el área de Cameros, el equipo de investigación en el que se integra esta Tesis ha publicado diversos trabajos. Mas *et al.* (1997) y Benito *et al.* (1998) estudian la sedimentología y arquitectura deposicional, además de, en el primer caso, la evolución diagenética de los arrecifes de la Formación Torrecilla en Cameros en las áreas de Soria y Torrecilla. Benito *et al.* (en prensa) investigan



los procesos diagenéticos asociados a la discontinuidad entre el Jurásico superior marino y el continental en el Sector del Sur del Moncayo (provincias de Soria y Zaragoza).

#### **I.4.4.B. Trabajos relativos a la estratigrafía, sedimentología, tectónica y metamorfismo de los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros y cuencas del Sur del Moncayo**

##### **I.4.4.B.1. Trabajos fundamentalmente estratigráficos y sedimentológicos**

Salomon (1982a; 1982b; 1983a; 1983b; 1984) estudia los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior en la Sierra de Cameros y Cordillera Ibérica noroccidental (en las provincias de Soria y Logroño) desde un punto de vista sedimentológico y morfoestructural. Este autor propone una nueva nomenclatura formal para estas unidades, asignando una edad a la unidad basal continental (lo que denomina Ciclo I) kimmeridgiense-berriasiense inferior.

Mensink y Schudack (1982) identifican, en la zona más occidental de la Sierra de Cameros, una laguna estratigráfica asociada a caliches y suelos situada entre el Jurásico marino y el continental en el sector oeste de la Sierra de Cameros.

Schudack (1984; 1987) y posteriormente Schudack y Schudack (1988; 1989) hacen un estudio bioestratigráfico, basado en carófitas, de los depósitos del Jurásico superior-Cretácico inferior que se apoyan sobre los depósitos del Jurásico marino en la Cordillera Ibérica septentrional y Sierra de Cameros. Estos autores utilizan para el área de Cameros las unidades del *Weald* propuestas por Tischer (1966a). Schudack (1987) define, para la zona situada al Sur del Moncayo, la Fm. Bijuesca, formada fundamentalmente por conglomerados, areniscas y lutitas y a la que asigna una edad kimmeridgiense-titónica, y la Fm. Ciria, formada fundamentalmente por calizas lacustres, que data como Berriasiense. Estos autores también consideran que los primeros depósitos continentales en facies *Weald* comenzaron a depositarse a partir del Kimmeridgiense en la mayor parte de la Sierra de Cameros, si bien habría sido a partir del Titónico o Berriasiense en los afloramientos del Sur de la Sierra de la Demanda, y a partir del Kimmeridgiense (hacia el N) o Titónico (hacia el S) en el sector comprendido entre Ágreda y Bijuesca. Asimismo consideran que hacia el O y NE de la Sierra de Cameros el límite entre el Jurásico

marino y los depósitos continentales está netamente definido, existiendo una laguna estratigráfica, asociada a caliches, entre las calizas marinas jurásicas, de distintas edades, y los sedimentos wealdicos. Sin embargo creen que, hacia el E y progresivamente hacia el SE, este límite corresponde a una transición gradual desde el Kimmeridgiense al Titónico inferior.

Normatti y Salomon (1989) hacen una reconstrucción de los ambientes lacustres del Berriasiense en la Cuenca de Cameros.

Platt (1989a; 1989b; 1990 y 1995) estudia la estratigrafía y sedimentología de los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior del sector occidental de la Cuenca de Cameros. Este autor considera que la sedimentación continental comenzó en este sector durante el Kimmeridgiense superior.

Martín-Closas (1989) presenta su Tesis Doctoral sobre el estudio de las carófitas del Cretácico inferior en las cuencas periféricas del bloque del Ebro, precisando algunas de las edades propuestas por Schudack (1987) en el área de estudio.

Aurell (1990b) considera al menos del Titónico la base de los depósitos continentales, hasta ahora azoicos, del Sur del Moncayo (Fm. Bijuesca). Esta afirmación se basa en los datos bioestratigráficos de las unidades infra y suprayacente (Kimmeridgiense y Berriasiense inferior y medio respectivamente) y en la correlación de esta unidad con zonas adyacentes, situando la línea de costa durante este periodo de tiempo, al S de la Ciudad de Zaragoza. Aurell *et al.* (1994) hacen un estudio sobre la relación tectónica-sedimentación de los depósitos del Jurásico terminal-Cretácico inferior (Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense) desde el S de la Provincia de Zaragoza hasta el Maestrazgo, definiendo la evolución de la línea de costa que fue desplazándose progresivamente hacia el SE.

Por último conviene destacar las publicaciones que sobre este tema han realizado el equipo de la Universidad Complutense de Madrid. Alonso y Mas (1988b) describen por primera vez, al Sur del Moncayo (en el límite de las provincias de Soria y Zaragoza), depósitos marinos del Aptiense que se apoyan discordantemente sobre la Formación continental de Ciria. Asimismo sintetizan la evolución sedimentaria y tectónica de esta zona durante el Jurásico superior y Cretácico inferior. Díaz Martínez (1988) estudia el Cretácico inferior en el sector de Jubera, al N de la Sierra de Cameros. Salinas y Mas (1989) estudian la evolución y relleno

de la cubeta lacustre de Cervera del Río Alhama durante la sedimentación del Grupo Urbión.

Clemente (1988; 1989), Clemente y Alonso (1990) y Clemente y Pérez Arlucea (1993) estudian desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior del sector occidental de la Cuenca de Cameros, considerando que la sedimentación continental comenzó durante el Titónico.

Gómez Fernández (1992) presenta su Tesis Doctoral sobre el análisis del relleno de la Cuenca de Cameros oriental durante sus primeras etapas (Titónico-Berriasiense), haciendo una subdivisión de estos depósitos en unidades estratigráficas genéticas. Parte de los resultados de esta Tesis fueron posteriormente publicados en Gómez Fernández y Meléndez (1994).

Mas y Alonso (1991) y Alonso y Mas (1993) estudian las relaciones entre tectónica, eustatismo y sedimentación en el sector noroccidental de la Cuenca de Cameros durante el Cretácico inferior. Mas *et al.* (1993) hacen una síntesis sobre la evolución tectonosedimentaria de la Cuenca de Cameros, distinguiendo seis secuencias deposicionales desde el Titónico al Albiense inferior y proponiendo un modelo de evolución tectónica de la cuenca que será descrito en el siguiente apartado.

Martín-Closas y Alonso (1998) realizan un estudio sobre la estratigrafía y bioestratigrafía, basado en carófitas, del sector occidental de la Cuenca de Cameros durante el Cretácico inferior, comparando sus datos con los publicados anteriormente en esta zona y correlacionando a su vez las unidades estratigráficas entre el sector oriental y occidental de Cameros. Para estos autores la sedimentación continental comenzó en la cuenca de Cameros a partir del Titónico.

#### **I.4.4.B.2. Trabajos sobre la tectónica y metamorfismo de la Cuenca de Cameros**

A partir de los años 80 se han propuesto varias hipótesis que explican la formación, evolución e inversión de la Cuenca de Cameros, así como el desarrollo del metamorfismo en la zona oriental de esta cuenca.

Guiraud (1983) y Guiraud y Séguret (1985) proponen la primera hipótesis para la formación de la Cuenca de Cameros. Estos autores suponen que la formación de la cuenca se debió a la acción de fallas en dirección, con movimiento sinistral, considerándola por tanto como una cuenca de “pull-

apart” y explican el metamorfismo como de carácter dinamotérmico y coetáneo al desarrollo de la cuenca. Según estos autores, las principales estructuras son sinsedimentarias, al igual que la esquistosidad y metamorfismo de bajo grado.

Golberg *et al.* (1988) estudian el metamorfismo de la cuenca, tomando como referencia los campos geotermales de las cuencas de “pull apart” de California. Estos autores dan una edad para el metamorfismo de Cameros, en función de las fengitas neoformadas, de  $99.5 \pm 2.2$  Ma, considerándolo contemporáneo a la formación de la cuenca.

Miegebielle *et al.* (1991; 1993) estudian la individualización, durante el Jurásico, de la Cuenca de Cameros mediante fallas conjugadas de dirección NW-SO y ONO-ESE, que fueron posteriormente reactivadas durante la compresión alpina. Asimismo consideran que los movimientos, de tendencia NE-SO, se iniciaron en el área de Torrecilla en Cameros durante el Bathoniense y Calloviense en forma de movimientos direccionales.

Esta cuenca también ha sido objeto de estudio, desde un punto de vista estructural y mineralógico, por parte de un equipo de investigación de la Universidad de Zaragoza.

Casas-Sainz (1990; 1993), Casas-Sainz y Simón-Gómez (1992), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1994; 1998) y Casas-Sainz *et al.* (1995) estudian la estructura de la Cuenca de Cameros proponiendo una hipótesis tanto para la formación como para la inversión de esta cuenca. Estos autores consideran la existencia de una falla lítrica con buzamiento hacia el S generada a favor de las facies Keuper del Triásico. Durante la compresión alpina se produjo la inversión total de la falla del zócalo, con un desplazamiento máximo de 30 km.

Gil-Imaz y Pocoví (1990; 1994), Gil-Imaz *et al.* (1990) y Gil-Imaz (1992) llegan a la conclusión de que la esquistosidad desarrollada en los depósitos de la Cuenca de Cameros es de plano axial ligada a una fase compresiva producida durante el Cretácico inferior. Mata (1997), por su parte, estudia la caracterización y evolución mineralógica de la cuenca, basándose fundamentalmente en los minerales de la arcilla y las piritas.

En relación con el metamorfismo, Mata (1997) y Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998) mantienen la idea de un metamorfismo de enterramiento, provocado por una anomalía térmica ligera ligada a la extensión de la cuenca, dentro de un régimen generalizado de *rift*. Mata (1997) estima unas condiciones para este metamorfismo en la zona más profunda de 1.5Kb y

350°C. Mata (*op. cit.*) considera que la formación de las piritas de la cuenca ha pasado, al menos, por tres etapas de evolución: la primera relacionada con la presencia de piritas tempranas, la segunda ligada a la movilización y aporte de sulfatos desde niveles inferiores durante la diagénesis temprana y la tercera, que formó los grandes cristales, ligada al retrometamorfismo y génesis de cookeita.

García-Cuevas y González-Casado (1998) y García Cuevas (2000), de la Universidad Autónoma de Madrid, hacen un estudio sobre las maclas de calcita desarrolladas en grietas de tensión de la Cuenca de Cameros con el fin de obtener las medidas de deformación finita de la cuenca.

Por último, el equipo de investigación de la Universidad Complutense de Madrid también estudia la cuenca desde un punto de vista estructural y mineralógico, así como el metamorfismo de la misma.

Mas *et al.* (1993), Guimerá *et al.* (1995) y Mas *et al.* (1997), basándose en el estudio de la estratigrafía, arquitectura y geofísica de la Cuenca de Cameros proponen un modelo para su formación, evolución e inversión. Estos autores consideran la Cuenca de Cameros como una cuenca sinclinal formada sobre una rampa, con buzamiento hacia el S, desarrollada en una falla subhorizontal extensiva situada a varios kilómetros de profundidad, dentro del zócalo. El desplazamiento progresivo de esta falla produjo el desarrollo de la cuenca y la progresiva migración de los depocentros, que fueron trasladándose hacia el N a consecuencia del movimiento del bloque superior de la falla. La inversión de la cuenca tuvo lugar durante el Paleógeno y hasta el Mioceno inferior-medio debido a la compresión pirenaica. Esta inversión se produjo mediante un cabalgamiento neoformado, a favor de la zona de debilidad de las facies Keuper del Triásico superior, en el margen norte de la cuenca.

Casquet *et al.* (1992) estudian el metamorfismo de la cuenca considerándolo como de carácter hidrotermal y desarrollado con posterioridad al relleno de la cuenca, hace 108-86 Ma, y bajo unas condiciones de presión y temperatura de 1Kb y 340°C, respectivamente.

Barrenechea (1994) en su Tesis Doctoral y posteriormente Barrenechea *et al.* (1995; en prensa) hacen un estudio sobre la evolución de la mineralogía de arcillas en los materiales de los Grupos Tera, Oncala y Urbión (secuencias deposicionales 1-5 de Mas *et al.*, 1993). Estos autores concluyen que las condiciones metamórficas son mayores en los sectores donde los niveles de arenisca, más

permeables, son abundantes, respecto de los sectores donde predominan las facies lutíticas, menos permeables, debido a la mayor facilidad para el paso de los fluidos de las primeras.

Alonso-Azcárate (1997) en su Tesis Doctoral y posteriormente Alonso-Azcárate *et al.* (1995a; en prensa) estudian la evolución de los minerales de la arcilla del Grupo Enciso (Secuencia Depositional 5 de Mas *et al.* (1993), así como las piritas que de forma abundante se encuentran en la cuenca. En relación con la mineralogía de arcillas estudia las condiciones metamórficas alcanzadas por el Grupo Enciso, concluyendo que las máximas condiciones corresponden a las zonas depocentrales, y señalando también la importancia que tiene la presencia de carbonatos en el proceso de ilitización. En relación al estudio de las piritas Alonso-Azcárate (1997) y Alonso-Azcárate *et al.* (1994; 1995b; 1999a; 1999b; 1999c) elaboran un modelo para su formación en el que el azufre procedería en parte de las piritas tempranas de la cuenca y en parte de niveles inferiores (sulfatos de la facies Keuper y del Grupo Oncala), y el hierro procedería de la sulfurización de las cloritas ferrosas de la matriz que contiene a las piritas, estimando una temperatura de formación en función del par sulfato-sulfuro de unos 360°C. Asimismo se da una explicación para la variación morfológica de las piritas que estaría en función de la sobresaturación y el tipo de facies en las que se presentan.

Mantilla-Figueroa (1999) en su Tesis Doctoral, así como Mantilla-Figueroa *et al.* (1998; 1999) estudian el metamorfismo de la cuenca desde un punto de vista petrológico, geoquímico y geocronológico. En estos trabajos se estiman las temperaturas máximas para el Grupo Oncala (Secuencia Depositional 1.1 de Mas *et al.*, 1993) y Urbión (secuencias 2-5 de Mas *et al.*, *op. cit.*) basándose en el estudio de las inclusiones fluidas y que serían de 210° y 350-370°C, respectivamente. Según estos autores, este hecho demuestra una clara inversión termal de la cuenca. Asimismo se asigna una edad para el metamorfismo y la esquistosidad de fractura, con el método de K/Ar, de 108-85 Ma. Mantilla-Figueroa (1999) también describe la existencia de un evento hidrotermal asociado a la compresión alpina.



# II. Metodología

<b>II. METODOLOGÍA</b>	<b>27</b>
<b>II.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>29</b>
II.1.1. TERMINOLOGÍA EMPLEADA	29
<b>II.2. TRABAJO DE CAMPO</b>	<b>30</b>
<b>II.3. TRABAJO DE LABORATORIO</b>	<b>31</b>
II.3.1. OBTENCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS	31
II.3.2. ESTUDIOS REALIZADOS SOBRE LAS LÁMINAS DELGADAS	35
II.3.2.A. Microscopía óptica	35
II.3.2.B. Catodoluminiscencia (CL)	36
II.3.2.C. Tinción de las láminas delgadas	41
II.3.2.D. Microscopía electrónica de barrido (MEB)	41
II.3.2.E. Microsonda electrónica (EMPA)	44
II.3.2.F. Estudio isotópico	48
II.3.2.G. Microtermometría en inclusiones fluidas	53
II.3.2.H. Espectroscopía Raman	53
II.3.3. BÚSQUEDA DE HIDROCARBUROS SOLUBLES EN DISOLVENTES ORGÁNICOS	53
II.3.4. EXTRACCIÓN DE LA DOLOMITA MEDIANTE DISOLUCIÓN DE CALCITA	53
II.3.4.A. Disolución mediante sales del ácido etilenodinitrilotetracético (EDTA)	54
II.3.4.B. Disolución mediante una solución de ácido acético y acetato sódico	54
II.3.5. DIFRACCIÓN DE RAYOS X	55
II.3.5.A. Agregados orientados	56



En este capítulo se hará una descripción detallada de los distintos procedimientos llevados a cabo en la elaboración de este trabajo. Asimismo se han incluido los aspectos relacionados con la terminología utilizada en la descripción de las diferentes fábricas y texturas tanto deposicionales como diagenéticas.

La división en sucesivos apartados y subapartados se ha realizado en función de los procedimientos que progresivamente se han ido utilizando a medida que se iban obteniendo los datos.

## II.1. Recopilación bibliográfica

Esta labor comenzó desde el inicio de este estudio y ha continuado hasta la fase última de redacción de esta memoria. Durante las primeras etapas se realizó una recopilación de los trabajos y mapas geológicos publicados sobre el área de estudio, y de trabajos generales sobre sedimentología y diagénesis de carbonatos. Progresivamente, a medida que se fueron recogiendo datos y fueron aumentando los conocimientos sobre estos temas, se ha ido haciendo una recopilación de trabajos más específicos sobre sedimentología arrecifal, y en particular sobre petrografía y geoquímica de carbonatos.

### II.1.1. Terminología empleada

Parte de la labor bibliográfica consistió, durante las primeras etapas, en la recopilación de trabajos sobre la terminología a emplear a la hora de clasificar las rocas carbonáticas, cementos, texturas neomórficas y tipos de porosidad.

Debido a la gran abundancia de términos y clasificaciones existentes que, a veces de forma confusa, abordan estos aspectos, se ha considerado oportuno indicar las que han sido utilizadas en este trabajo.

Para describir la textura deposicional de las rocas carbonáticas, tanto en el campo como en sección pulida y lámina delgada, se ha utilizado la clasificación de Dunham (1962), modificada posteriormente por Embry y Klovan (1971), para describir los arrecifes del Devónico de Canadá. En esta clasificación los distintos términos y clases se

pueden utilizar para dar nombre a una roca y/o como modificadores texturales. Se ha considerado conveniente el uso de esta clasificación, ya que las características que en muchos casos presentan los depósitos estudiados no podrían haber sido descritas adecuadamente utilizando exclusivamente la clasificación de Dunham (1962). En el área de estudio son abundantes las facies en las que el tamaño de los componentes es bimodal. Por ejemplo, una roca con un 20 % de micrita y un 80 % de granos carbonáticos, de los cuales un 60 % son menores de 2mm, por ejemplo oolitos, y un 20 % bastante mayores de ese tamaño, por ejemplo fragmentos de corales dispersos. En este caso utilizando el término correspondiente a la clasificación de Dunham (*op. cit.*), “*packstone* oolítico con fragmentos de coral” se perdería la información contenida en la roca referente al hecho de que el tamaño de los componentes es bimodal, hecho que por otro lado tendría gran importancia a la hora de dar una interpretación sedimentológica. Sin embargo, la denominación de Embry y Klovan (*op. cit.*), “*floatstone* de corales en una matriz *packstone* oolítica”, sería más completa y describiría mejor las características de la fábrica, haciendo más fácil la interpretación de los procesos que dieron lugar a la formación de la roca. Para clasificar las calizas bioconstruidas se ha utilizado, sin embargo, la nomenclatura descriptiva propuesta por Insalaco (1998) para los arrecifes fósiles de escleractinios (Fig. 2.1), basada a su vez en la clasificación de Embry y Klovan (1971). El término micrita se ha aplicado para describir el carbonato oscuro, de grano fino, formado por cristales generalmente menores a 4  $\mu\text{m}$  (Tucker, 1987).

La nomenclatura utilizada para la clasificación en subórdenes de los foraminíferos ha sido la utilizada por Loeblich y Taplan (1988).

Para describir la morfología y tipo de envueltas de los oolitos se han utilizado las clasificaciones propuestas por Strasser (1986) para el *Purbeck* del Jura francés.

La descripción de la porosidad, rellena o no posteriormente por sedimento o cemento, se ha realizado siguiendo la clasificación de Choquette y Pray (1970).

ALÓCTONA		AUTÓCTONA					
Fábrica deposicional dominada por material arrecifal bio- y litoclástico. Más de un 10% de los fragmentos son mayores de 1 cm.		Facies dominada por una fábrica de crecimiento con los esqueletos de los organismos calcificantes <i>in situ</i> y en posición de crecimiento					
Matriz-soportada	Soportada por los componentes mayores de 1cm	Fábrica de crecimiento dominada por colonias planas a tabulares donde la calcificación en el plano horizontal domina sobre la del plano vertical (relación anchura-altura de los organismos dominantes: 30:1 - 5:1). Estas formas de crecimiento constituyen más del 60% del CSV total.	Fábrica de crecimiento dominada por colonias laminares y lamelares donde la calcificación en el plano horizontal domina en gran medida a la del plano vertical (relación anchura-altura: > 30:1). Estas formas de crecimiento constituyen más del 60% del CSV total.	Fábrica de crecimiento dominada por colonias masivas en forma de domo o irregulares que presentan el mismo potencial de calcificación en todas las direcciones disponibles. Estas formas de crecimiento constituyen más del 60% del CSV total.	Fábrica de crecimiento dominada por organismos que presentan un componente de crecimiento vertical dominante y un crecimiento lateral relativamente restringido (por ejemplo todos los tipos de colonias ramosas y formas solitarias tabulares y de forma alargada). Estas formas de crecimiento constituyen más del 60% del CSV total.		Ninguna forma de crecimiento domina en términos del CSV.
					PILLARSTONE		
FLOATSTONE	RUDSTONE	PLATESTONE	SHEETSTONE	DOMESTONE	Poco denso	Denso	MIXSTONE

**Fig. 2.1.** Clasificación y nomenclatura de las fábricas alóctonas y autóctonas de facies arrecifales propuesta por Insalaco (1998) para los arrecifes de corales escleractinios fósiles (traducida de Insalaco, 1998). CSV: volumen de esqueletos de corales.

No ha habido una única clasificación que se haya utilizado exclusivamente a la hora de describir la morfología de los cementos de carbonato. En la mayor parte de los casos se ha utilizado la terminología propuesta por Harwood (1988), si bien términos como cemento syntaxial o en mosaico, drúsico o no, se han extraído de Flügel (1982) y Adams *et al.* (1984).

En relación a la denominación de los procesos, que durante la diagénesis, dan lugar a la sustitución de un mineral por otro o de un mineral por su polimorfo, se ha utilizado la terminología propuesta por Folk (1965). Así, cuando un mineral sustituye a otro utilizaremos el término “reemplazamiento”. En el resto de los casos, cuando un mineral sustituye a un polimorfo o cuando simplemente el mismo mineral cambia de forma y/o tamaño, utilizaremos el término “neomorfismo”, intentando evitar el uso del término “recristalización”. Una vez identificada una textura neomórfica su descripción se ha hecho basándonos en la clasificación de Friedman (1965), que describe la morfología y relación entre cristales, añadiendo además el rango de tamaño de los mismos.

Por último, en este trabajo se utilizará el término anquerita para definir a los carbonatos de tipo dolomita cuya relación  $Fe^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+}) \geq 0.2$  (Chang *et al.*, 1996). Se utilizará el término dolomita cuando esta relación sea menor de 0.2, y el de dolomita ferrosa cuando la relación sea menor de 0.2, pero el contenido en  $Fe^{2+}$  sea mayor de un 2%. Se ha considerado oportuno hacer esta aclaración al no haber encontrado en la bibliografía un criterio único para el uso de estos términos. De cualquier manera,

cuando nos refiramos, como en el resto de este capítulo, a los minerales del grupo de la dolomita, de forma genérica, independientemente de que se trate de dolomita, dolomita ferrosa o anquerita, se utilizará el término dolomita.

El término caolín lo hemos utilizado según el criterio de Ehrenberg *et al.* (1993) que recomiendan el uso de este término “cuando no está claro o no ha podido ser determinado, si el politipo presente es dickita, caolinita o ambos”.

## II.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo ha consistido fundamentalmente en la realización de columnas estratigráficas y muestreo de las mismas.

Las columnas estratigráficas se realizaron a una escala 1:100. La diferenciación en tramos se hizo en función de los caracteres litológicos, contenido paleontológico, características texturales, tipo de estructuras, geometría de los cuerpos sedimentarios o cualquier otra característica que pudiera contribuir a la diferenciación de los mismos. No se ha hecho una descripción detallada, en forma de texto, de cada uno de los tramos en esta memoria. En su lugar se ha realizado una representación gráfica exhaustiva de estas columnas en las que, además de las características y componentes observados en el campo, se han representado los reconocidos en lámina delgada y secciones pulidas. Estas columnas gráficas van acompañadas de una descripción de cada uno de los conjuntos de facies más característicos, definidos en función de las observaciones realizadas a



distintas escalas. El esquema que se ha utilizado para la realización de las columnas estratigráficas, así como la leyenda de los símbolos utilizados, se muestra en la figura 2.2.

En el Sector de Torrecilla en Cameros y debido tanto a la abundancia de buenos afloramientos como a la gran variación lateral de facies existente, se han realizado cinco columnas estratigráficas. Asimismo en cada uno de los sectores se ha realizado una cartografía de detalle a escala 1:10.000 basada en los datos de campo y fotografía aérea a escala 1:33000 y 1:18000.

A la vez que se hacía la descripción de las columnas se fue realizando el muestreo tanto de la Fm. Torrecilla en Cameros como del paleosuelo y calizas continentales suprayacentes, cuando estaban presentes. Al final se recogió un total de más de 700 muestras de roca.

El procedimiento de muestreo que se ha utilizado, con el fin de realizar posteriormente el estudio de microficies, ha sido de tipo “estratificado” (Flügel, 1982), de modo que de cada tramo se recogió al menos una muestra. En este sentido se realizó también un muestreo más selectivo con el fin de hacer determinaciones taxonómicas en los corales y estudiar algunas facies características. En todos los casos las muestras se siglaron correlativamente en función del tramo en el que se recogieron y se orientaron con respecto al techo de la unidad.

Para desarrollar el estudio de la diagénesis, además de las muestras recogidas mediante el procedimiento anterior, se utilizó un criterio selectivo, en el cual se recolectaron muestras en las que los cementos fueran abundantes y del mayor tamaño posible. En la mayor parte de los casos los cementos de mayor tamaño se encontraron rellenando la porosidad móldica generada tras la disolución de los corales, o bien rellenando la porosidad primaria presente en el interior de algunos fósiles como braquiópodos y bivalvos. Con el fin de distinguir los procesos diagenéticos que afectaron a la Fm. arrecifal de Torrecilla en Cameros antes y después del depósito de la unidad suprayacente, también se realizó un muestreo de los carbonatos de las unidades suprayacentes a la unidad arrecifal. En todos los casos las muestras fueron sigladas y orientadas.

## II.3.Trabajo de laboratorio

Debido a la importancia que estas labores han tenido en el desarrollo de este estudio se ha hecho un resumen esquemático de las mismas representado en la Fig. 2.3.

### II.3.1. Obtención de láminas delgadas

Este trabajo se ha llevado a cabo en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Algunas muestras, sin embargo, se prepararon en el laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica también de la Universidad Complutense de Madrid.

Todos los ejemplares recogidos fueron cortados en varias secciones paralelas y perpendiculares a la orientación del ejemplar, con el fin de encontrar la sección o secciones que se consideraron más adecuadas para hacer el estudio diagenético y de microficies. Estas secciones se cortaron posteriormente hasta conseguir las pastillas, a partir de las cuales se realizaron las láminas delgadas, o bien se dejaron sin cortar para obtener las secciones pulidas de las mismas.

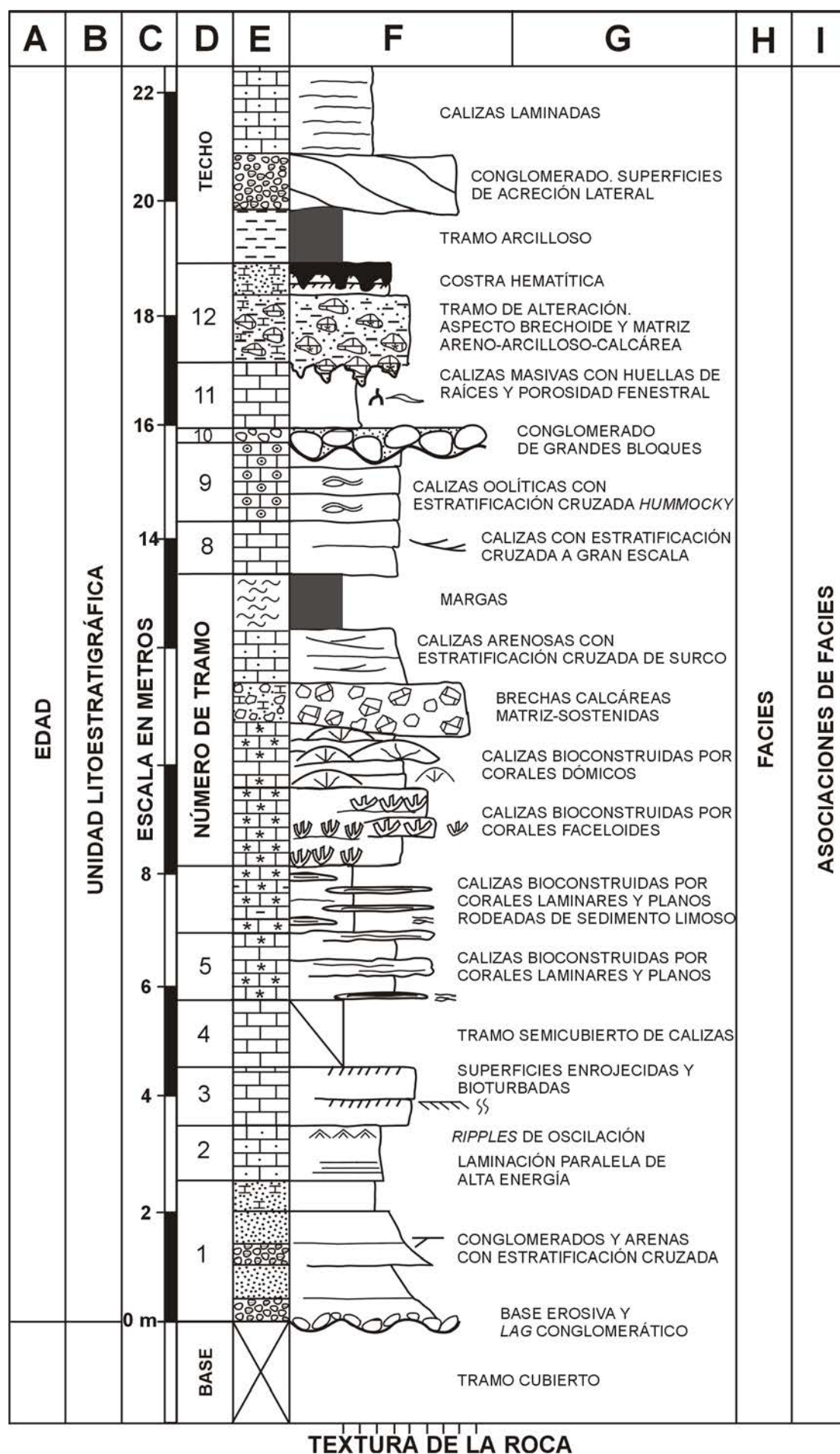
De cada una de las pastillas se realizó al menos una lámina delgada de 30  $\mu\text{m}$  de tamaño estándar (46x25 mm), doblemente pulida, sin cubrir y pegada, a una temperatura no superior de 60°C, con resina termorresistente de tipo *Epoxy* con el fin de poder estudiarlas con catodoluminiscencia. En el proceso de pulido se utilizó, en primer lugar, carborundo progresivamente de tamaño más fino (400, 600, 800 y 1000) y finalmente alúmina también sucesivamente de tamaño más fino (1, 0.3 y 0.05  $\mu\text{m}$ ). En total se han realizado 815 láminas delgadas de este espesor.

Este sistema fue también utilizado para obtener las secciones pulidas, aunque en este caso y para algunas de ellas se utilizó tras el carborundo, óxido de Cerio.

A partir de gran parte de las pastillas escogidas para el estudio específico de los procesos diagenéticos, además de las láminas de 30  $\mu\text{m}$ , y consecutivamente a ellas, se realizaron las láminas delgadas de 250  $\mu\text{m}$  de espesor, también de tamaño estándar, doblemente pulidas, sin cubrir y pegadas con resina *Epoxy*. Este espesor permite observar todavía la lámina al microscopio óptico de luz transmitida, con catodoluminiscencia y realizar, además, los estudios geoquímicos e isotópicos que se explicarán con detalle más adelante. En total se obtuvieron 454 láminas delgadas de este espesor.

Por último, también se han realizado 10 láminas delgadas de 250  $\mu\text{m}$  de espesor, doblemente pulidas y sin cubrir, pero en este caso pegadas en frío con pegamento de tipo cianocrilato. Estas láminas delgadas han sido utilizadas para realizar el estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas en la





**Fig. 2.2.** Modelo de columna estratigráfica utilizada en este trabajo y leyenda de los símbolos que se han utilizado (continúa).

<b>E</b>	<b>LITOLOGÍA</b>	<b>F</b>	<b>ESTRUCTURAS</b>
	CALIZAS		ESTRATIFICACIÓN CRUZADA
	CALIZAS BIOCONSTRUIDAS POR CORALES		ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE SURCO
	CALIZAS OOLÍTICAS		ESTRATIFICACIÓN CRUZADA HUMMOCKY
	CALIZAS ARENOSAS		ESTRATIFICACIÓN CRUZADA A GRAN ESCALA
	CALIZAS LIMOSO-ARCILLOSAS		LAMINACIÓN PARALELA DE ALTA ENERGÍA
	CONGLOMERADOS		RIPPLES DE OSCILACIÓN
	ARENISCAS		BASE EROSIVA
	CONGLOMERADOS CALCÁREOS		SUPERFICIES DE ACRECIÓN LATERAL
	ARENISCAS CALCÁREAS		SENTIDO DE LAS PALEOCORRIENTES
	LUTITAS		SUPERFICIE FERRUGINIZADA
	MARGAS		COSTRA HEMATÍTICA
	BRECHAS		POROSIDAD FENESTRAL
<b>G</b>	<b>FÓSILES</b>		BIOTURBACIÓN
	BIOCLASTOS INDIFERENCIADOS		HUELLAS DE RAÍCES
	FRAGMENTOS		PSEUDOMORFOS DE YESO
	BRAQUIÓPODOS		GLAUCONITA
	EQUÍNIDOS		CARÓFITAS
	PLACAS DE EQUINODERMOS		ONCOLITOS
	ESPINAS DE EQUÍNIDOS		ENCOSTRAMIENTOS BIOGÉNICOS
	ARTEJOS DE CRINOIDES		PELETS FECALES
	FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS		PELOIDES
	BIVALVOS		INTRACLASTOS
	OSTREIDOS		OOLITOS
	GASTERÓPODOS	<b>TEXTURA DE LA ROCA</b>	
	CORALES FACELOIDES	<b>ROCAS CARBONÁTICAS</b>	
	CORALES MASIVOS DÓMICOS	<b>M</b>	MUDSTONE
	CORALES MASIVOS LAMINARES Y PLANOS	<b>W</b>	WACKESTONE
	CORALES PLANOS "PSEUDORAMOSOS"	<b>P</b>	PACKSTONE
	CORALES SOLITARIOS	<b>G</b>	GRAINSTONE
	FRAGMENTOS DE CORALES MASIVOS	<b>F</b>	FLOATSTONE
	SERPÚLIDOS	<b>R</b>	RUDSTONE
	BRIOZOOS	<b>CB</b>	CALIZAS BIOCONSTRUIDAS
	ESPÍCULAS DE ESPONJA	<b>ROCAS SILICICLÁSTICAS</b>	
	ALGAS VERDES	<b>A</b>	ARCILLA
	ALGAS ROJAS SOLENOPORÁCEAS	<b>L</b>	LIMO
	CHAETÉTIDOS	<b>Af</b>	ARENA FINA
	ALGAS CIANOFÍCEAS	<b>Am</b>	ARENA MEDIA
	OSTRÁCODOS	<b>Ag</b>	ARENA GRUESA
		<b>Cf</b>	CONGLOMERADO FINO
		<b>Cm</b>	CONGLOMERADO MEDIO
		<b>Cg</b>	CONGLOMERADO GRUESO

**Fig. 2.2.** Modelo de columna estratigráfica utilizada en este trabajo y leyenda de los símbolos que se han utilizado (continuación y final).

fluorita, anquerita y calcita que aparece, en forma de cemento, en algunas muestras del Sector de Torrecilla.

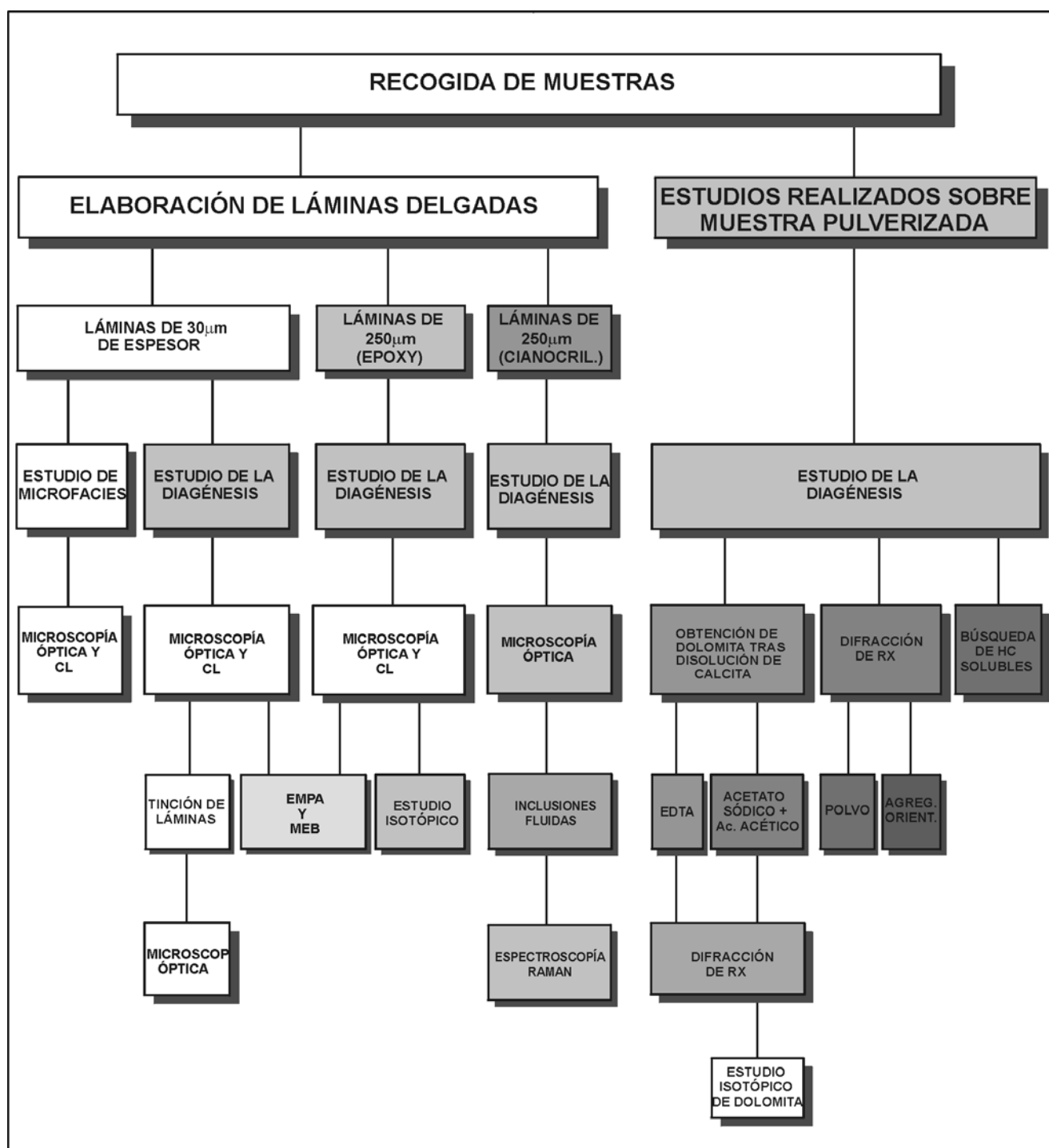
subapartados, cada uno de los cuales corresponde a cada una de las técnicas que se han utilizado sobre ellas.

## II.3.2. Estudios realizados sobre las láminas delgadas

Los estudios realizados sobre láminas delgadas han constituido uno de los trabajos más importantes durante el desarrollo de esta Tesis, ya que sobre ellas se ha podido hacer no sólo el estudio petrográfico sino también el estudio geoquímico e isotópico. Por esta razón hemos dividido esta sección en

### II.3.2.A. Microscopía óptica

Todas las láminas delgadas, independientemente de su espesor, han sido estudiadas mediante el microscopio petrográfico de polarización. En función de las observaciones y datos que se querían obtener se han utilizado varios microscopios del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid:



**Fig. 2.3.** Resumen esquemático de los métodos de laboratorio utilizados en este trabajo.

-*Microscopio de polarización Zeiss MC63*, con objetivos de 5x, 10x, 25x y 40x; oculares 12'5x y cámara fotográfica acoplada. Este microscopio se ha utilizado en la realización de la mayor parte del estudio sedimentológico (de microfacies y determinación taxonómica de fósiles), en el estudio de las láminas, una vez teñidas, y cuando ha sido necesario el uso de objetivos de gran aumento para hacer observaciones petrográficas de detalle. Para realizar las fotografías con este microscopio se ha utilizado película para diapositivas de 100ASA. Este mismo modelo de microscopio fue utilizado en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan.

-*Microscopio de polarización Wild M400* con oculares 10x, objetivo con zoom de 1x a 5x y cámara fotográfica. Este equipo se ha utilizado también para el estudio de microfacies y cuando ha sido conveniente hacer observaciones petrográficas con menos de 50 aumentos. En este caso también se ha utilizado película para diapositivas de 100ASA para la toma de fotografías.

-*Microscopio de polarización Nikon Labophot-Pol* con objetivos 5x, 10x y 20x, oculares 10x y cámara fotográfica. El uso que se le ha dado a este microscopio, acoplado el equipo de catodoluminiscencia fría, se describirá con más detalle en el siguiente apartado.

### II.3.2.B. Catodoluminiscencia (CL)

Esta técnica ha sido uno de los pilares fundamentales en la realización de este trabajo. Con ella se han identificado, además de algunos fósiles, las distintas generaciones de cementos de calcita y dolomita que, en muy pocos casos, eran identificables mediante la microscopía de luz transmitida. Además esta técnica ha constituido la base sobre la que se han realizado todos los análisis geoquímicos e isotópicos.

La luminiscencia consiste en la emisión de luz por parte de un sólido cuando es excitado por alguna fuente de energía que, en el caso de la catodoluminiscencia (CL), es un bombardeo de electrones. Los primeros datos sobre luminiscencia en materiales geológicos proceden de 1604 cuando Cascierolo describió la emisión de luz de la baritina (Miller, 1988). La CL, sin embargo, y según este mismo autor, fue investigada sistemáticamente por Crooks (1880) quien introdujo diamantes, rubíes y otras gemas en un tubo de descarga y observó colores de emisión brillantes. En relación a su aplicación en carbonatos los primeros datos (Machel *et al.*, 1991) proceden del siglo diecinueve (Becquerel, 1859; 1867), aunque los primeros datos experimentales extensivos de la luminiscencia de carbonatos proceden

de los años veinte. Sin embargo no fue hasta los años sesenta cuando los geólogos comenzaron a usar la CL en los estudios petrográficos combinando la observación de la CL con un microscopio petrográfico (Smith y Stenstrom, 1965; Long y Agrell, 1965; Sippel y Glover, 1965). A partir de entonces se han sucedido los estudios geológicos con CL realizados sobre muy distintos tipos de rocas y minerales (muchos de ellos recogidos en trabajos como: Nickel (1978); Amieux (1982) y Marshall (1988), aunque la mayoría de ellos se refieren a los carbonatos (calcita y dolomita fundamentalmente) y a silicatos, como el cuarzo y el feldespato.

### II.3.2.B.1. Explicación física de la luminiscencia

De modo resumido, la CL se produce cuando una muestra es bombardeada por un haz de electrones capaces de excitar un átomo o molécula y causar transiciones electrónicas entre los niveles de energía de estos átomos o iones. Antes de la excitación, el átomo se encuentra en lo que se ha llamado "estado de base" que es el estado de mínima energía. Con la excitación se pueden producir saltos de los electrones de las últimas capas a un nivel energético mayor. El electrón queda en el nivel excitado un momento para regresar a su estado de mínima energía, emitiendo entonces una radiación que puede ser radiación X,  $\beta$ ,  $\alpha$ ,  $\gamma$  o luminosa (que es la utilizada en CL). Para las investigaciones en geología sólo interesan las radiaciones cuya longitud de onda (de la que depende el color) se encuentran dentro del espectro visible.

### II.3.2.B.2. Centros de la luminiscencia

Durante su crecimiento, los cristales suelen adquirir defectos en la red, o bien pueden incorporar impurezas. Estas imperfecciones comúnmente se convierten en centros de luminiscencia que atrapan preferentemente la energía del haz de electrones e inducen saltos en sus orbitales electrónicos, emitiendo fotones y luminiscencia en su vuelta al estado de base. Este proceso a menudo depende de la temperatura así, por ejemplo, la CL tiende a ser menos luminosa con el enfriamiento.

Los centros de la luminiscencia pueden ser de dos tipos (Miller, 1988): *Intrínsecos* (los centros de luminiscencia se deben a imperfecciones en la red, independientemente de la composición) y *extrínsecos* (debidos generalmente a impurezas o heterogeneidades composicionales entre distintas partes del cristal). En relación a este último tipo de luminiscencia, a la que pertenece la observada en los carbonatos, y según el mismo autor, se pueden diferenciar distintos tipos de centros de luminiscencia extrínseca:

-Activadores: Aquéllos en los que los saltos energéticos producen la emisión de luminiscencia.

-Sensibilizadores: Transfieren la energía absorbida a un activador, o bien pueden actuar como activador si no transfieren toda su energía de activación.

-Inhibidores: Atrapan parte o toda la energía y no emiten luminiscencia.

Generalmente si una impureza actúa como activador en un mineral, actúa también como tal en todos o en muchos de ellos (Machel, *et al.*, 1991). Así, se consideran activadores de la luminiscencia el  $Mn^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$  y el  $Pb^{2+}$ , y a algunas tierras raras como el  $Eu^{3+}$ ,  $Sm^{3+}$  y el  $Dy^{3+}$ ; son sensibilizadores el  $Pb^{2+}$  y el  $Ce^{3+}$ ; e inhibidores el  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ni^{2+}$  y el  $Co^{2+}$ .

La intensidad de la emisión de la CL depende, por un lado, del voltaje e intensidad de corriente del haz de electrones incidente, y por otro, de la concentración de activadores e inhibidores de la muestra.

### II.3.2.B.3. La catodoluminiscencia en carbonatos

Como se comentó en el apartado anterior, los carbonatos del tipo de la calcita y dolomita presentan una CL extrínseca debida a impurezas y heterogeneidades composicionales en la red. Estos minerales, sin la presencia de estas impurezas, serían o bien no luminiscentes o tendrían un tono azulado debido a los defectos en la red (Miller, 1988).

Los *activadores* más importantes en los carbonatos (tanto en calcita como dolomita) son los elementos de transición como el  $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{4+}$ ,  $Ag^{+}$ ,  $Sn^{2+}$ ,  $Ti^{+}$ ,  $Pb^{2+}$  y el  $Cr^{3+}$  y determinadas tierras raras como el  $Eu^{3+}$ ,  $Sm^{3+}$ ,  $Tb^{3+}$  y el  $Dy^{3+}$  (Machel *et al.*, 1991), aunque la mayoría de los autores consideran al  $Mn^{2+}$  como el más abundante e importante activador de la luminiscencia en los carbonatos naturales. Estos elementos sustituyen al  $Ca^{2+}$  en la calcita y dolomita, y también al  $Mg^{2+}$  en la dolomita, dando lugar a la emisión de luminiscencia de color variable entre el rojo, anaranjado, y amarillo (Long y Agrell, 1965; Sommer, 1972a y 1972b; Machel, 1985, entre otros).

Los *inhibidores* de la luminiscencia activada por el  $Mn^{2+}$  en carbonatos son el  $Fe^{2+}$ ,  $Co^{2+}$ ,  $Ni^{2+}$  y el  $Fe^{3+}$  (Machel *et al.*, 1991) que hacen que la luminiscencia adquiera un color anaranjado oscuro o marrón. Aunque la mayoría de los autores consideran al  $Fe^{2+}$  como el principal inhibidor de la CL (Meyers, 1974; 1978; Machel, 1985; Miller, 1988; Machel y Burton, 1991, entre otros), otros autores (Medlin, 1959; Marfunin, 1979; Waychunas, 1988) consideran que el  $Fe^{3+}$  presenta también un papel efectivo como inhibidor de

la luminiscencia activada por el  $Mn^{2+}$ . Sin embargo, como apuntan Machel *et al.* (1991), el Fe trivalente probablemente tenga poca importancia como inhibidor en los carbonatos naturales, ya que el  $Fe^{3+}$  aparece en forma de ión en las soluciones acuosas solamente con pH bajo, generalmente menor de 3 a 25° C (Garrels y Christ, 1965), siendo prácticamente imposible que estos valores se produzcan en los acuíferos carbonatados que suelen tener un pH de aproximadamente 6 ó 7. De cualquier modo, Machel *et al.* (*op. cit.*) señalan que el  $Fe^{3+}$  puede tener influencia en la CL al menos en algunas calcitas naturales.

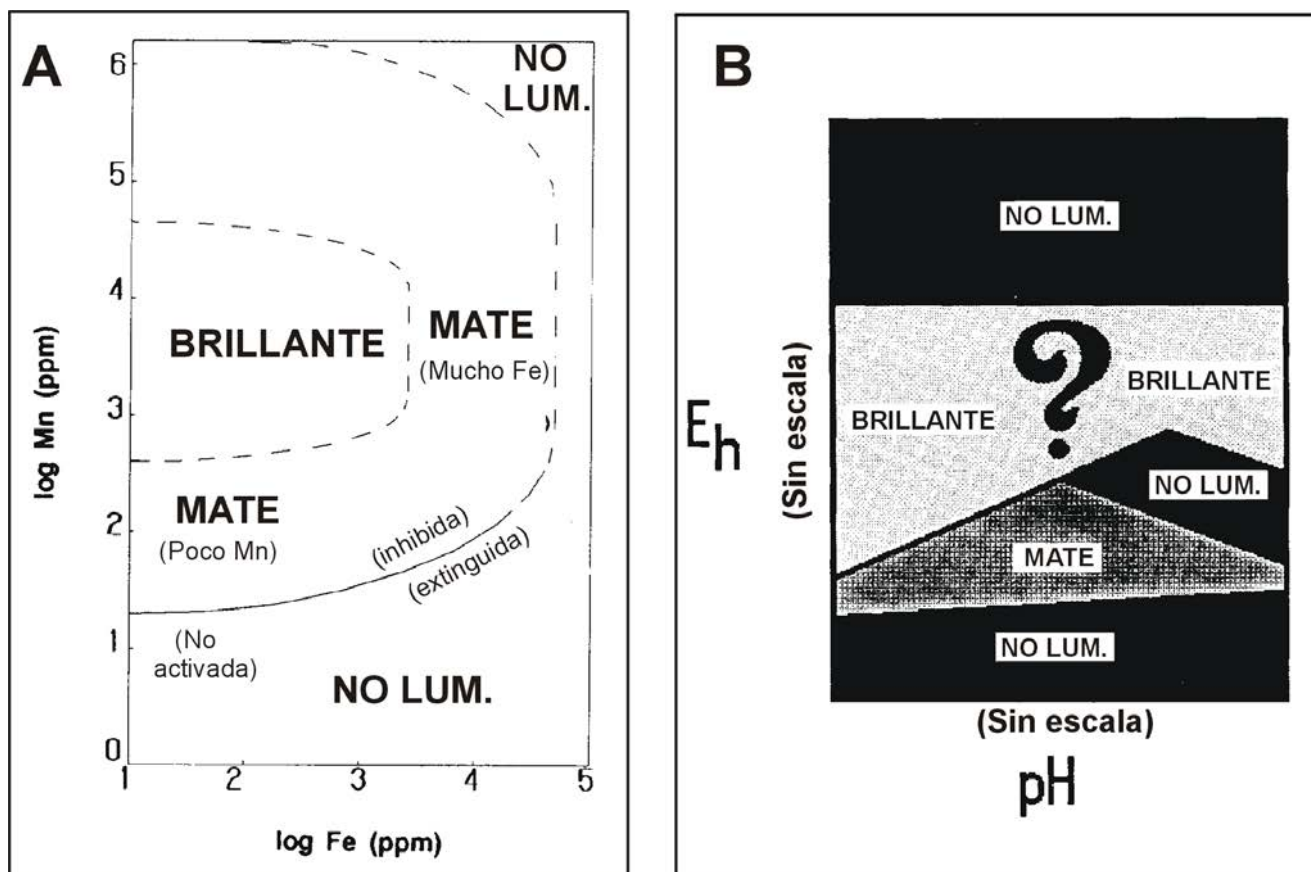
Otro tema importante a tratar, y que ha creado controversia entre los distintos autores, es el de la cantidad mínima de  $Mn^{2+}$  necesaria para activar la CL y las concentraciones a las que los inhibidores son efectivos.

En relación a la *cantidad mínima de  $Mn^{2+}$*  necesaria para activar la luminiscencia, el valor dado por los diferentes autores ha ido variando, disminuyendo, a lo largo de los años a medida que ha avanzado la tecnología. En los últimos años se han dado valores de entre 20 y 1000 ppm de  $Mn^{2+}$  en los carbonatos naturales para activar la luminiscencia (Pierson, 1981; Frank *et al.*, 1982; Grover y Read, 1983; Machel, 1985, entre otros); y de 10 a 20 ppm de  $Mn^{2+}$  necesarias para activar la CL en calcitas sintéticas (Ten Have y Heijnen, 1985; Mason y Mariano, 1990).

Sin embargo, el  $Fe^{2+}$  actúa como *inhibidor* de la CL, por lo que la *proporción* en la que aparezca también será importante a la hora de que un mineral presente una mayor o menor intensidad en la luminiscencia. Frank *et al.* (1982) creen que no existe una concentración crítica de  $Fe^{2+}$  por encima de la cual se produzca la inhibición total; Fairchild (1983) y Hemming *et al.* (1989) encontraron que la luminiscencia persistía al menos por encima de un 1% de Fe en las calcitas que estudiaron. Ten Have y Heijnen (1985), trabajando con calcitas sintéticas, encuentran que la intensidad de la luminiscencia está controlada por la cantidad absoluta de  $Mn^{2+}$  y por la relación Fe/Mn si la concentración de Fe es menor de 200 ppm. Machel *et al.* (1991) llegan a la conclusión de que el contenido en Mn tiene más influencia en la CL que el del Fe, si este último es menor de 1000 ppm; si aumenta la concentración del Fe, la luminiscencia dependería entonces de la relación Fe/Mn. Por último Barnaby y Rimstidt en 1988 hacen una recopilación de los datos obtenidos en calcitas por varios autores como Pierson (1981); Frank *et al.* (1982); Meyers y Lohmann (1985) y Dorobek (1987), entre otros, concluyendo:

Calcitas NO LUMINISCENTES (NL) :  $Mn < 100\text{ppm}$  Fe  $< 200\text{ppm}$





**Fig. 2.4.** **A.** Relación entre los contenidos en Fe y Mn y la luminosidad observada con CL en calcita y dolomita (traducida de Machel et al., 1991). **B.** Relación entre el pH y Eh con la luminosidad observada con CL en carbonatos (traducida de Machel y Burton, 1991).

Calcitas DE LUMINISCENCIA BRILLANTE (LB) : Mn 400-9000ppm Fe < 2000ppm

Calcitas DE LUMINISCENCIA MATE (LM) : Mn 100-3000ppm Fe 200-10000ppm

Con todos estos datos han sido varios los autores que han construido gráficos en los que han relacionado la concentración de  $\text{Fe}^{2+}$  y la de  $\text{Mn}^{2+}$  (Fig. 2.4A) con las distintas intensidades de luz observadas con CL con el fin de comprobar fundamentalmente si es la cantidad total de activador y/o inhibidor o la relación entre ambos la que influye en la intensidad de la luminiscencia.

#### II.3.2.B.4. Factores que controlan la catodoluminiscencia en la calcita y dolomita y sus implicaciones para los estudios de la diagénesis en carbonatos

Existen muchos factores que controlan el color, intensidad y zonación de los carbonatos diagenéticos y que son válidos tanto para la calcita como para la dolomita.

Algunos de los factores que más comúnmente se han tenido en cuenta en los trabajos de geología son:

Mineralogía original del mineral; variaciones en el potencial redox de la solución, que hace variar el estado de oxidación del Mn y Fe, y naturaleza de la solución y su concentración en Mn y Fe.

Basándose en estos factores, y sobre todo en las condiciones redox, se empezaron a construir *modelos* (Carpenter y Oglesby, 1976; Frank et al., 1982; Machel y Burton, 1991) (Fig. 2.4B) en los que se sugiere que la intensidad de la CL refleja el pH y el potencial redox.

Por lo general estos gráficos aplicados a la evolución diagenética de una formación carbonatada se interpretan considerando que generalmente hay una primera etapa de cementación no luminiscente debido a que existen condiciones oxidantes en el medio. Bajo estas condiciones oxidantes, el carbonato que esté precipitando no admite ni  $\text{Mn}^{2+}$  ni  $\text{Fe}^{2+}$  por estar ambos en estado oxidado. Con el aumento en el enterramiento van variando las condiciones redox y las soluciones se hacen más reductoras. Durante esta etapa precipitarían los cementos con luminiscencia brillante debido, por un lado, a que el Mn se reduce antes que el Fe y por tanto se incorpora antes al carbonato (Dorobek, 1987; Machel y Burton, 1991) y, por otro, a que durante esta etapa precipita  $\text{FeS}_2$  en los sistemas que contienen  $\text{SH}_2$ .



El carbonato coetáneo, entonces, será pobre en  $\text{Fe}^{2+}$  y por tanto de luminiscencia brillante (Frank *et al.*, 1982).

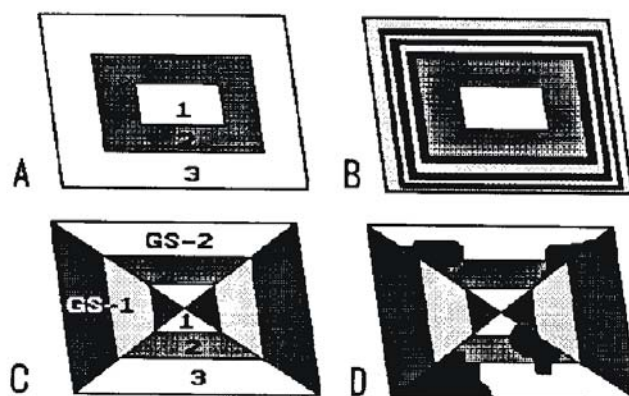
Si continúa el enterramiento aumentan las condiciones reductoras, se reduce más el Fe, deja de precipitar pirita y, por lo tanto, el carbonato que precipite contendrá  $\text{Fe}^{2+}$  y tendrá una luminiscencia mate debido a la acción inhibitoria de este elemento. Si continúa aumentando el enterramiento y, por tanto las condiciones reductoras, los carbonatos pueden admitir más  $\text{Fe}^{2+}$  y llegar incluso a la extinción de la CL, dando lugar a cementos no luminiscentes. En este momento es importante la tinción con ferricianuro potásico porque nos dirá si los cementos no luminiscentes se deben a la no existencia de manganeso en su red o a que, por el contrario, el carbonato es muy ferroso.

Sin embargo existen numerosos factores, que generalmente no se consideran, y que pueden tener efectos muy significativos en la CL (Machel y Burton, 1991), como los coeficientes de actividad y actividad del  $\text{Ca}^{2+}$ , tasas de crecimiento, temperatura, estructura superficial del cristal, fraccionamiento en desequilibrio de la solución, tipos de zonado, fuentes de los fluidos, variaciones temporales y espaciales en la química de la solución, diagénesis de la materia orgánica y de las arcillas, etc. De este modo, estos autores consideran que se pueden generar zonaciones en CL de los carbonatos diagenéticos con invariable relación pH/Eh, solamente como resultado de variaciones en la actividad del  $\text{Ca}^{2+}$  debido a los cambios en la salinidad.

También se podrían producir zonaciones (a invariable pH/Eh) debido a una modificación en la tasa de precipitación que dependería de las variaciones estacionales en los acuíferos y de la concentración en determinados iones como  $\text{SO}_4^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{PO}_4^{3-}$  (Ten Have y Heijnen, 1985; Burton y Walter, 1990) o por modificación de la temperatura que haría variar los coeficientes de distribución del  $\text{Mn}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{2+}$  y que, por tanto, provocaría zonaciones.

Otro factor muy importante es el hecho de si el sistema es abierto o cerrado, ya que esto influye en gran medida en las variaciones de los elementos traza dentro de la red del mineral, y el hecho de si existe o no equilibrio químico y/o electroquímico. También es muy destacable el tipo de zonación de los cristales (Fig. 2.5), ya que no todos estos tipos de zonados se deberían usar a la hora de realizar interpretaciones basadas en la CL (Reeder y Paquette, 1989; Reeder, 1991). En este sentido se debería usar solamente el zonado concéntrico no oscilatorio que sería el único que se produciría por cambios en las propiedades del fluido, teniendo también en cuenta que según el corte que se dé a uno de estos cristales es posible apreciar más o menos número de zonas (Dickson, 1983).

Por último, habría que tener siempre en cuenta la diagénesis de la materia orgánica y de los minerales de la arcilla y la actividad microbiana (en la zonas más someras de los acuíferos), ya que puede dar lugar también a zonación en CL y además, las fuentes adicionales de fluidos, que pueden dar lugar a interpretaciones diagenéticas erróneas.



**Fig. 2.5.** Tipos de zonados observados con CL en carbonatos. A. Zonado concéntrico simple; 1, 2 y 3 señalan zonas con distinta composición; B. Zonado oscilatorio desarrollado en la zona 3 del cristal A; C. Zonado sectorial en un cristal similar al A pero con dos sectores de crecimiento cristalográficamente no equivalentes (GS-1 y GS-2). La CL de las zonas concéntricas cambia en los límites entre los distintos sectores. D. El mismo cristal que en C pero con zonado intrasectorial (traducida de Machel y Burton, 1991).

En conclusión, la mayor parte de los autores considera que es imposible determinar el verdadero Eh de la solución en el momento de la precipitación a partir de la CL, por lo que sólo se deberían dar interpretaciones cualitativas infiriendo solamente, por ejemplo, que ha existido un aumento o disminución relativo del Eh; y como apunta Miller (1988) no sería adecuado tampoco utilizar solamente la CL para hacer una correlación de cementos, habría que utilizar además tinciones, y análisis isotópicos y de elementos traza.

En este sentido y en nuestro caso, hemos tenido en cuenta todas estas consideraciones habiendo diferenciado las distintas zonas en función de las discontinuidades existentes entre ellas, en función del hábito cristalino y/o sus características geoquímicas.

### II.3.2.B.5. Aplicaciones de la CL en carbonatos

Son muchas las aplicaciones que se han dado a la CL en relación a las rocas carbonáticas y que han enumerado numerosos autores (Richter y Zinkernagel,

1981; Amieux, 1982; Marshall, 1988, entre otros). Entre estas utilidades caben destacar: El estudio de las secuencias de cementos y su correlación, determinación de distintos tipos de carbonatos, zonados o no, para su posterior análisis a través de diferentes métodos geoquímicos, en procesos de remplazamiento, análisis del crecimiento de cristales, en la distinción de zonas cementadas y recrystalizadas, en la diferenciación de fábricas deposicionales no reconocibles con el microscopio de luz transmitida, en el análisis de distintas etapas de fracturación y su cronología relativa, como aplicación en estudios paleontológicos y de yacimientos minerales y de hidrocarburos asociados a carbonatos.

A continuación se realizará la descripción de algunas de las aplicaciones más comunes, que, en todos los casos, se han utilizado en este trabajo:

#### ***II.3.2.B.5.a. Estudio de las sucesiones de cementos y su correlación. Estratigrafía de cementos***

El término "estratigrafía de cementos" fue sugerido en primer lugar por Evamy en 1969, y posteriormente por Meyers en 1974, que lo introdujo para describir el estudio de las distintas etapas de cementación y su correlación tanto en la vertical como regionalmente. Posteriormente este término se ha hecho de uso común entre los autores que han trabajado en la evolución diagenética de formaciones carbonatadas (Meyers, 1978; 1989; 1991; James y Klappa, 1983; Dorobek, 1987; Goldstein, 1991; Braithwaite, 1993, entre otros). Con respecto a la correlación de las distintas zonas observadas en CL, existe una controversia en relación a si estas zonas en los cementos son sincrónicas a lo largo de grandes áreas (Meyers, 1974; 1978; Dorobek, 1987; Kaufman *et al.*, 1988), o si por el contrario son diacrónicas, al considerar muy difícil que se mantengan las condiciones geoquímicas de un acuífero iguales en grandes áreas (Grover y Read, 1983; Emery y Marshall, 1989; Goldstein, 1991).

#### ***II.3.2.B.5.b. Estudio de los procesos de dolomitización***

La técnica de la CL se ha utilizado también con éxito en el estudio de formaciones dolomíticas (Machel y Montjoy, 1987; López Gómez, *et al.*, 1993), con el fin de poder reconocer su mecanismo genético y el ambiente o ambientes en los que se formó, en función de la textura y luminiscencia. También es posible realizar estudios en dolomitas zonadas precipitadas en cavidades y fracturas.

#### ***II.3.2.B.5.c. Aplicaciones en paleontología***

En este sentido se han hecho estudios en los esqueletos de determinados fósiles, con el fin de

discriminar entre calcita y aragonito y de poder diferenciar entre zonas de crecimiento (Sommer, 1972b). También se ha aplicado la CL en estudios relacionados con la bioestratigrafía (Amieux, 1987), con el fin de diferenciar fósiles procedentes de distintos ambientes; en estudios fosildiagenéticos (Major *et al.*, 1988; Mas y Rodríguez, 1990), y en estudios ontogenéticos en carbonatos biogénicos recientes (Barbin *et al.*, 1989; 1991).

#### ***II.3.2.B.5.d. Aplicaciones en yacimientos minerales y de hidrocarburos asociados a rocas carbonáticas***

La mayoría de estos estudios se han realizado con el fin de determinar la edad relativa de la formación de los yacimientos minerales basándose en la geología, estratigrafía, geoquímica y CL (Harwood, 1983; Kopp, 1991) o migración del petróleo (Burrus *et al.*, 1983; Burley, *et al.*, 1989; Mclimans, 1991, entre otros).

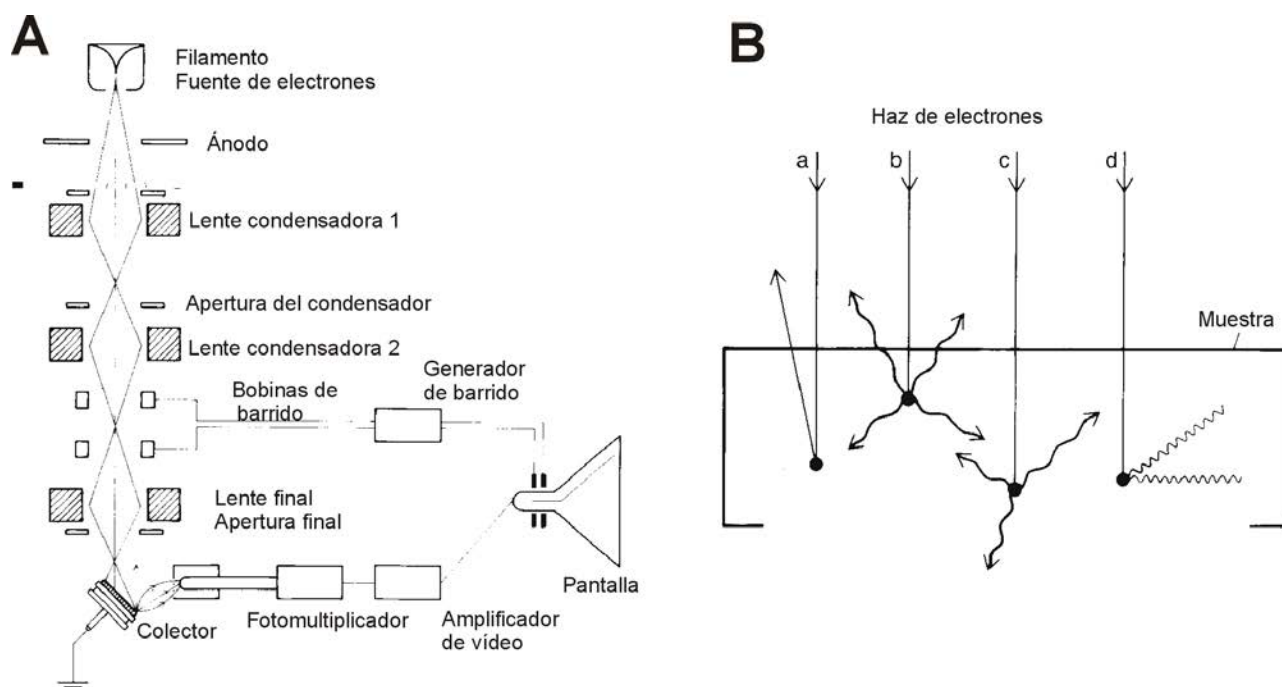
#### ***II.3.2.B.6. Equipamiento de CL utilizado en este trabajo***

Los requerimientos básicos necesarios para activar la CL en los materiales cristalinos y que debe tener cualquier "luminoscopio" son (Miller, 1988): una fuente de electrones y una cámara de vacío para que se pueda excitar la muestra y poder ver la luminiscencia. Existen varios tipos de "luminoscopios" disponibles para ver la emisión de CL. Los llamados *de CL caliente* son los más sofisticados y van adaptados generalmente a un microscopio electrónico de barrido (MEB) y generan electrones a partir de un filamento caliente, trabajando con un gran vacío. Por otro lado, los denominados *de CL fría* generan un haz de electrones a través de un gas a baja presión usando un disco catódico de metal. Este último tipo es el más útil para trabajar con carbonatos.

Para la consecución de este trabajo se ha utilizado un aparato de CL fría Technosyn modelo 8200 Mk II acoplado a un microscopio de polarización Nikon Labophot-Pol (descrito anteriormente). En este equipo de CL el haz de electrones incide de manera oblicua en la muestra, lo que aumenta la zona de visión (que forma una elipse de 4x7 mm), y disminuye el daño que se le pueda producir a la muestra por el bombardeo de electrones directo.

Las condiciones de uso más adecuadas para la observación de la CL y obtención de los mejores resultados en cuanto a la luminosidad obtenida han sido: Voltaje: 11-16 Kv; intensidad: 300-500  $\mu$ A; vacío: 0.2-0.1 Torr.

Con esta técnica se han estudiado todas las láminas delgadas, tanto de 30 como de 250 micras (salvo las



**Fig. 2.6.** **A.** Diagrama esquemático que representa el funcionamiento de un microscopio electrónico de barrido (MEB). **B.** Tipos de emisiones generadas cuando el haz de electrones incide sobre la muestra: a. Electrones de alta energía producidos por reflexión simple; b. Electrones secundarios de baja energía generados cerca de la superficie; c. Electrones secundarios generados a una profundidad tal, dentro de la muestra, que todos ellos son absorbidos; d. Generación de rayos-X o catodoluminiscencia (traducidas de Trewin, 1988).

preparadas para hacer el estudio de inclusiones fluidas). Debido a que en la cámara de vacío acoplada al microscopio caben dos láminas delgadas, se eligió introducir simultáneamente las láminas de 30 y 250 micras que procedieran de la misma pastilla, para compararlas y examinar algunos detalles en las láminas más finas, difíciles de observar, por su espesor, en las más gruesas.

A la hora de realizar fotografías, en todos los casos, se tomó una con luz transmitida y otra, del mismo motivo, con CL. Se han tomado un total de más de 2000 fotografías (1000 de luz transmitida y otras tantas con CL), que luego han sido de gran utilidad sobre todo a la hora de realizar los estudios geoquímicos e isotópicos, como se especificará posteriormente en los apartados correspondientes. Debido a que la luminosidad de las muestras en muchos casos es baja, para la toma de fotografías se ha utilizado una película para diapositivas en color de 800 a 1600 ASA, aunque, en general, las fotografías se han tomado seleccionando una sensibilidad de 800 ASA.

### II.3.2.C. Tinción de las láminas delgadas

Una vez estudiadas las láminas de 30 micras con CL se procedió a la tinción de las mismas. Este proceso se

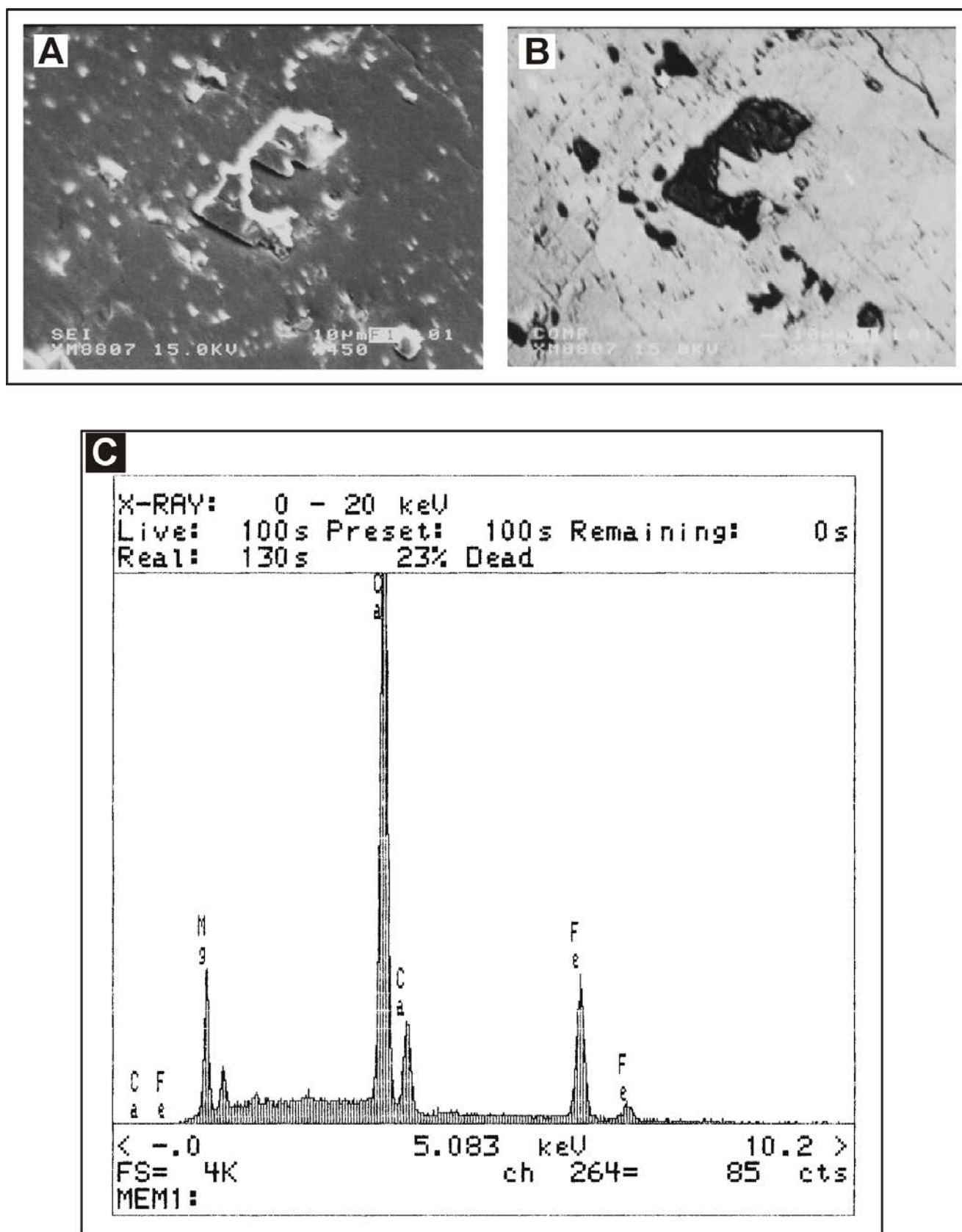
realizó con posterioridad, debido a que una vez teñidas las láminas no se pueden observar con CL. Este método ha sido muy útil a la hora de identificar las microinclusiones de dolomita que aparecen en los cementos de calcita y para diferenciar entre calcitas ferrosas y no ferrosas.

La tinción se realizó según el método perfeccionado de Lindholm y Finkelman (1972), que había sido propuesto previamente por Friedman (1959), Evamy (1963; 1969) y Dickson (1965; 1966). Este método consiste en la tinción de la muestra pulida o lámina delgada con una solución de ácido clorhídrico diluido al 0.2%, alizarina roja S (con el fin de determinar la naturaleza calcítica o dolomítica de los carbonatos) y ferricianuro potásico, para determinar, cualitativamente, si el carbonato presenta o no un alto contenido en hierro (en estado ferroso).

### II.3.2.D. Microscopía electrónica de barrido (MEB)

El estudio con el MEB se ha realizado en su totalidad en el Centro de Microscopía electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid, donde se ha utilizado un equipo Jeol-6400 dotado de un sistema de microanálisis por dispersión de energía (EDS).





**Fig. 2.7.** **A.** Imagen de una inclusión de ankerita en el interior de un cristal de calcita obtenida con el MEB mediante el modo de operación de electrones de baja energía (SE). **B.** La misma imagen obtenida por el modo de electrones retrodispersados (BSE). Al ser el peso molecular de la ankerita más bajo que el de la calcita, la primera presenta un color más oscuro que la segunda, más brillante. **C** Espectro EDS de la inclusión de ankerita de A obtenida mediante el modo de rayos-X.

El MEB consta de una fuente de generación de electrones (que suele consistir en un filamento de tungsteno) que produce una haz de electrones cuando se aplica un voltaje de 2 a 30 KV (en nuestro caso se han utilizado 20KV) en vacío (alrededor de  $10^{-5}$  Torr). Este haz pasa a través de una serie de dos o más lentes electromagnéticas que producen una imagen electrónica de la muestra (Trewin, 1988) (Fig. 2.6A). Cuando el haz de electrones incide sobre la superficie de la muestra algunos electrones se reflejan en forma de electrones retrodispersados (BSE) y algunos liberan en forma de electrones secundarios de baja energía (SE) (Fig. 2.6B). La emisión de radiación electromagnética de la muestra se produce a distintas longitudes de onda, de las cuales las que tienen más interés son las de rayos X.

El modo de *electrones secundarios* de baja energía (SE) es el modo generalmente utilizado para observar la topografía de las muestras, el hábito de los distintos minerales, las relaciones entre ellos y para tomar las fotografías (Fig. 2.7A).

El modo de *electrones retrodispersados* (BSE) se utiliza para distinguir minerales (Fig. 2.7B) y zonados dentro de un mismo cristal, ya que la eficiencia de reflexión de electrones a partir de una superficie plana inclinada hacia el detector depende de la química de la superficie. El coeficiente de reflexión aumenta con el aumento del número atómico y por tanto las zonas con mayor número atómico (por ejemplo cuando la calcita es muy ferrosa o contiene mucho manganeso) se ven más brillantes (Fig. 2.9B).

El *modo* de operación con *rayos X* (EDS) se utiliza para determinar la composición cualitativa de un mineral en elementos mayores, en algún caso menores, pero en ningún caso elementos traza, ya que el límite de detección está en torno al 5% (Fig. 2.7C). Este modo consiste en que cuando el haz de electrones incide sobre la muestra produce rayos X, los cuales pueden ser utilizados para hacer un microanálisis de un área determinada en función de las longitudes de onda o energías de los rayos X producidos. En nuestro caso se ha utilizado un sistema de discriminación de energía (EDS) en el cual el haz de rayos X se pasa a un detector donde la señal resultante es dividida por un analizador multicanal.

En cualquier caso, tanto para la obtención de buenas imágenes como para realizar microanálisis es necesario cubrir la muestra con una cubierta conductora de oro o carbono (grafito). En nuestro caso se ha utilizado el grafito, que produce una buena calidad de la imagen, aunque no tan buena como la que se produce con el oro, pero produce menos interferencias a la hora de hacer microanálisis.

Asimismo la muestra debe ser pegada a un porta metálico mediante una pasta conductora que, en nuestro caso, también era de grafito.

En este trabajo esta técnica se ha utilizado, en todos los casos, sobre las láminas delgadas que habían sido previamente estudiadas con microscopía óptica y CL, con el fin de observar y reconocer la naturaleza, texturas, y relaciones entre distintos minerales que, por su pequeño tamaño, no pudieron ser estudiados adecuadamente con las técnicas previamente descritas.

Como en la mayoría de los casos los minerales a identificar se encontraban en forma de inclusiones en los cristales de calcita, se sometió a la lámina a un ataque ácido. Este ataque se realizó mediante una disolución de ácido clorhídrico al 0.2 % con lo que la calcita se disolvió en parte, quedando sin disolver la dolomita y demás minerales no solubles en ácido, que pudieron ser entonces fácilmente observables. Una vez atacadas, las zonas a estudiar se rodearon con un rotulador negro de alcohol con el fin de orientarse en la muestra una vez introducida en el MEB. Asimismo, previamente se habían hecho fotografías o esquemas de las zonas a estudiar, ya que con el cambio de escala en muchos casos no es fácil orientarse dentro de la muestra.

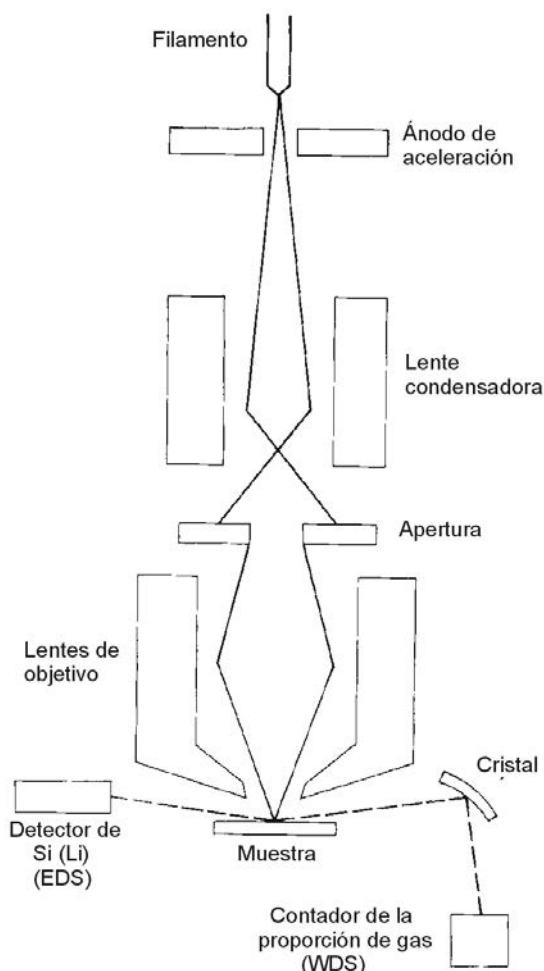
### II.3.2.E. Microsonda electrónica (EMPA)

Este estudio se ha realizado también en su totalidad en el Centro de Microscopía electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid donde se ha utilizado un equipo Jeol JZA-8900 M dotado de 4 detectores.

La microsonda electrónica es una técnica utilizada para analizar la composición química de áreas muy pequeñas dentro de una muestra sólida. En ella también se produce un haz de electrones que incide sobre la muestra (comúnmente láminas delgadas pulidas) generando un espectro de Rayos X que contiene líneas que son características de cada elemento, y cuya intensidad está relacionada con la concentración de ese elemento en el área analizada (Fairchild *et al.*, 1988). Comparando las intensidades de estas líneas con las emitidas por los minerales estándar, de composición conocida, es posible determinar las concentraciones de estos elementos de una manera cuantitativa. En nuestro caso los estándares más utilizados han sido: Calcita, para determinar el contenido en Ca en la calcita; dolomita para el Ca y Mg en la dolomita y magnesio en la calcita; estroncionita para el estroncio y almandino para el Mn y Fe.



En la microsonda el haz de electrones también es generado, en vacío, por un filamento de tungsteno y es enfocado posteriormente por dos juegos de lentes magnéticas (Fig. 2.8). El primero (el condensador) determina el diámetro del haz, mientras que el segundo (objetivo) lo enfoca. Este haz se puede mantener sobre un punto, a lo largo de una línea o transecto o se puede mantener en un área con el fin de hacer un rastreo.



**Fig. 2.8** Diagrama esquemático del funcionamiento de la microsonda electrónica (traducida de Fairchild et al., 1988).

Una parte de los electrones del haz no penetran en la muestra, sino que son retrodispersados, consiguiendo un efecto similar al explicado en el apartado anterior para el MEB, en el que las áreas con mayor peso atómico se ven más brillantes. Este aspecto ha sido crucial en nuestro caso, ya que trabajando en este modo ha sido posible orientarse fácilmente en la muestra al observarse en muchos casos los mismos zonados que los conseguidos mediante la CL (Fig. 2.9A y B), y poder distinguir y analizar las microinclusiones de ankerita que aparecen en el interior de algunos cementos de calcita (Fig. 2.7B).

En cuanto a las condiciones de funcionamiento, se ha trabajado con un voltaje de 15 Kv (20 Kv para analizar los sulfuros), una intensidad de corriente de 20nA, un diámetro del haz de electrones de 5 micras, para los análisis puntuales, y de 1 micra para los transectos, y un tiempo de exposición para cada elemento de 15 segundos. Se han usado estas condiciones debido a que la calcita, mineral que en mayor medida ha sido analizado, es muy sensible al haz de electrones y se desintegra rápidamente. Por esta razón se ha minimizado el tiempo de exposición, utilizando un voltaje relativamente bajo, y aumentando la superficie de exposición hasta 5 micras.

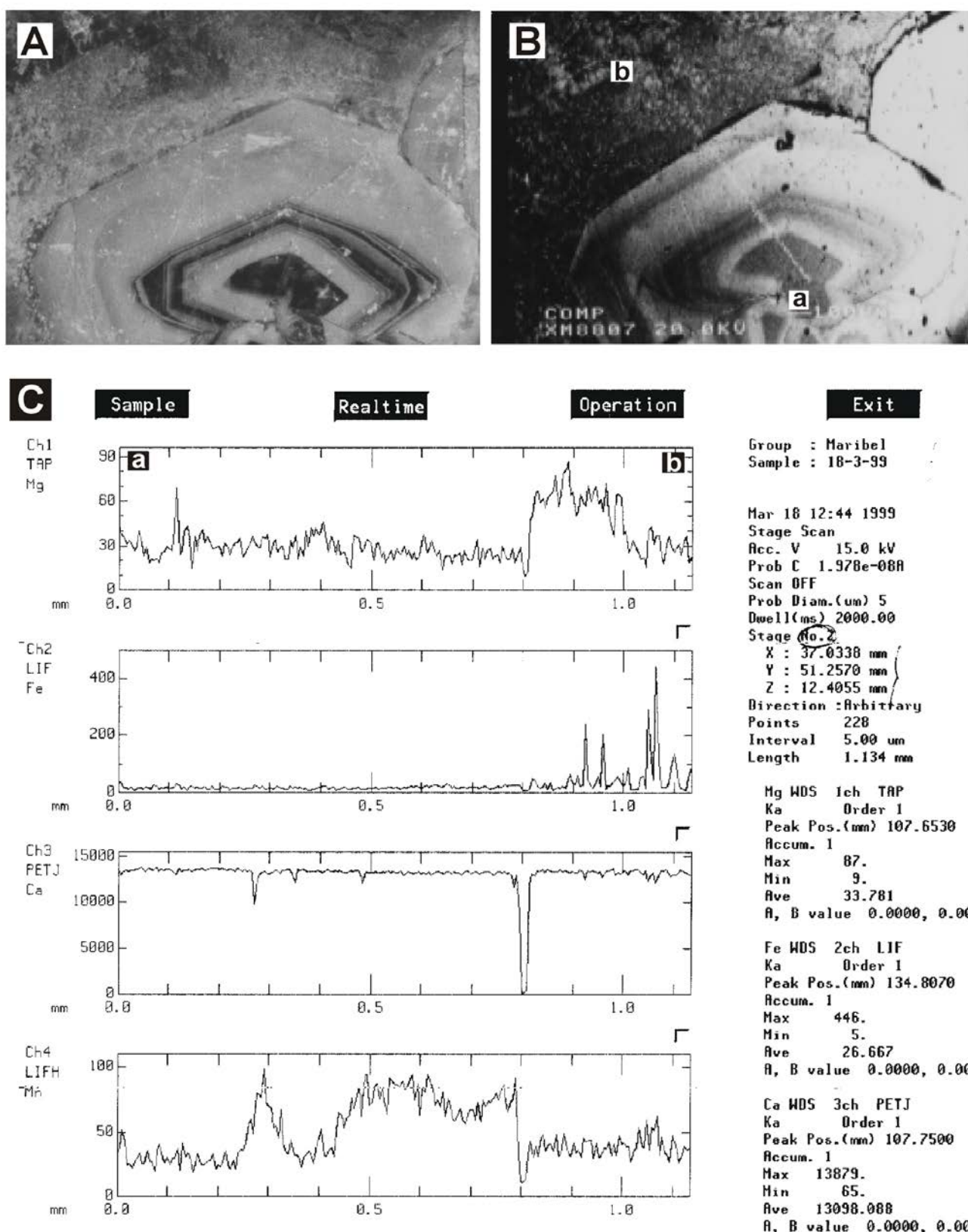
Esta técnica se ha utilizado también en todos los casos sobre las láminas delgadas que habían sido previamente estudiadas con microscopía óptica y CL y con ella se ha obtenido la composición cuantitativa en elementos mayores, menores y traza (en porcentajes de óxidos) de los distintos minerales o zonados dentro de un mismo mineral. En el caso de los carbonatos y sulfatos los datos obtenidos en forma de porcentaje en óxidos fueron transformados en porcentajes en moles de carbonato, o sulfato, de cada uno de los elementos analizados. Los datos de las cloritas fueron normalizados a 28 O para obtener su fórmula elemental. Los límites de detección varían en cada análisis, aunque como término medio han sido: 150 ppm para el Ca, 100 ppm para el Mg, 250 ppm para el Sr, 200 ppm para el Mn, 250 ppm para el Fe, 75 ppm para el Al y 300 ppm para el Si.

Para realizar el estudio geoquímico con la microsonda electrónica, al igual que para el estudio con MEB, las zonas a analizar habían sido previamente fotografiadas con luz transmitida y CL y se rodearon con un rotulador negro para poder orientarse en la muestra. El hecho de utilizar fotografías, sobre todo con CL, ha resultado también imprescindible a la hora de poder orientarse en la muestra una vez introducida en el equipo de microsonda y saber exactamente que generación de cemento se estaba analizando.

La mayor parte de los análisis se realizó, en el caso de los carbonatos, sobre muestras que iban a ser o que habían sido ya analizadas isotópicamente, con el fin de correlacionar ambos conjuntos de datos (los geoquímicos e isotópicos) en cada una de las distintas generaciones de cemento. En cuanto al procedimiento utilizado, en primer lugar se realizó un rastreo de los posibles elementos presentes en el área a estudiar, cuando en la muestra, además de calcita y dolomita, había otros minerales que se querían analizar. Una vez identificados y elegidos los elementos a analizar en los carbonatos se realizaron transectos que comprendían diferentes generaciones de cementos.







**Fig. 2.9** **A** Fotografía obtenida con el microscopio óptico acoplado al equipo de catodoluminiscencia. **B** La misma imagen obtenida con la microsonda electrónica mediante el modo de electrones retrodispersados. En esta imagen las zonas más brillantes corresponden a las zonas con mayor peso molecular (en este caso, aumento de la cantidad de Mn que sustituye al Ca en el cristal de calcita). a-b. Huella producida tras realizar un transecto con la microsonda electrónica desde a hasta b. **C** Resultados en cuanto al contenido en Mg, Fe, Ca y Mn una vez realizado el transecto desde a hasta b.

En este tipo de estudio se puede observar en tiempo real como va variando la composición, cualitativamente, en varios elementos dentro de un mismo cristal (Fig. 2.9B y C). Una vez realizado, se eligieron las áreas para hacer los análisis puntuales a lo largo del transecto. La distancia media entre cada análisis ha sido de unas 30 micras, aunque esta distancia en muchos casos varió en función de los zonados observados tanto con CL como en la imagen de electrones retrodispersados.

Con esta técnica también se ha determinado la presencia de hidrocarburos sólidos que aparecen en algunos afloramientos tras el cemento de dolomita, la composición de los sulfuros, sulfatos y fluorita, y la de los minerales de la arcilla, como el caolín, la bertierina y las cloritas.

En total se han realizado más de 2000 análisis puntuales y 30 transectos.

### II.3.2.F. Estudio isotópico

Este estudio se ha realizado en su totalidad en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan en Estados Unidos, donde se han analizado los isótopos de carbono y oxígeno de la calcita y dolomita.

La aplicación de los isótopos estables a los problemas geológicos surge de las diferencias en el comportamiento de los distintos isótopos, de un mismo elemento, en los procesos naturales. Holmes en 1932 fue el primer autor que sugirió el uso de los isótopos estables en la resolución de problemas geológicos (Wedepohl, 1969); a su vez, en ese mismo año, Urey descubrió el Deuterio (Wedepohl, *op. cit.*). Posteriormente Urey (1947) demostró la utilidad de la relación  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  para determinar paleotemperaturas, método que es todavía utilizado por muchos investigadores.

Los elementos más útiles en geología, en general, y en sedimentología en particular suelen tener pesos atómicos pequeños y son: H, C, N, O y S. Nosotros nos ocuparemos en este apartado exclusivamente del carbono y oxígeno que son los elementos que han sido analizados en este trabajo.

La abundancia relativa de los isótopos estables de carbono y oxígeno en la naturaleza son (Faure, 1998):

Carbono:  $^{12}\text{C}$  - 98.90%

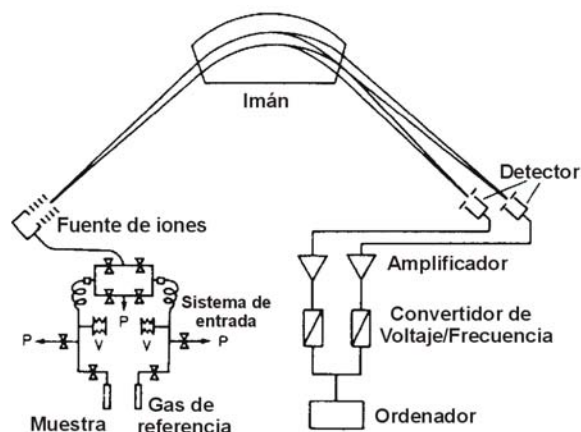
$^{13}\text{C}$  - 1.10%

Oxígeno:  $^{16}\text{O}$  - 99.762%

$^{17}\text{O}$  - 0.038%

$^{18}\text{O}$  - 0.200%

En el caso del carbono se utiliza la relación  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ . En el del oxígeno se utiliza la relación  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ , y no la relación  $^{16}\text{O}/^{17}\text{O}$ , debido a que la proporción de  $^{17}\text{O}$  en la naturaleza es muy pequeña y sería más difícil medirla.



**Fig. 2.10.** Diagrama esquemático de un espectrómetro de masas para medidas de isótopos estables. La P indica el sistema de vacío y la V indica un volumen variable de gas (traducida de Hoefs, 1997).

Estas relaciones son analizadas por un espectrómetro de masas que mide las diferencias relativas, no los valores absolutos, en la abundancia de ciertos isótopos de un elemento dado (Fairchild *et al.*, 1988). En todos los casos la muestra a analizar tiene que transformarse previamente en un gas (en el caso de los carbonatos en  $\text{CO}_2$ ). Este gas se introduce en el espectrómetro de masas (Fig. 2.10) que a su vez permite una rápida comparación de la muestra con un gas de referencia de composición isotópica conocida y particular de cada laboratorio. Una vez introducido el gas, éste es ionizado mediante un bombardeo de electrones. Las partículas ionizadas son entonces aceleradas en un campo eléctrico produciéndose un haz de iones. Estos iones pasan a gran velocidad a través de un campo magnético donde son separados en función de su masa produciéndose una serie de haces, cada uno con una masa distinta. Al final del espectrómetro hay una serie de colectores que recogen cada uno de estos haces, y donde se produce la descarga de los iones. La fuerza de la descarga, que es proporcional al número de iones de cada masa, es registrada electrónicamente y transmitida a un ordenador.

Este proceso se repite varias veces en cada muestra con el fin de minimizar errores. Al final se obtiene una relación isotópica de carbono y otra de oxígeno, referida al gas de referencia utilizado por

cada laboratorio, que habrá posteriormente que corregir a través de unas fórmulas para obtener finalmente la notación isotópica en relación a los estándares internacionales (VSMOW ó VPDB, que se explicarán posteriormente).

### II.3.2.F.1. Expresión de las composiciones isotópicas. El valor $\delta$

Debido a que sería muy difícil y costoso determinar con suficiente exactitud la cantidad absoluta de un isótopo poco abundante (como el  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ ) en una muestra, lo que se hace es comparar el valor de la relación isotópica de la muestra, con el valor de la relación isotópica de una muestra estándar, que en cualquier caso se expresa como el isótopo más pesado, menos abundante, entre el ligero, más abundante. De cualquier manera, resulta imprescindible el conocimiento de los valores absolutos de cada uno de los isótopos en los estándares, ya que en ellos se basa el cálculo de las diferencias relativas y por tanto el valor  $\delta$ .

La notación empleada para determinar las composiciones isotópicas viene dada por el valor  $\delta$  que es:

$$\delta x = [(R_x - R_{std}) / R_{std}] \times 10^3$$

Donde  $R_x$  es la relación isotópica obtenida en la muestra ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ó  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ), en nuestro caso),  $R_{std}$  es la relación isotópica correspondiente al estándar y  $\delta x$  es la diferencia entre la relación isotópica de la muestra y el estándar, relativamente al valor del estándar, expresada en partes por mil (‰). El valor de  $\delta$  será 0 si la relación isotópica de la muestra es la misma que la del estándar; positivo, si la muestra está más enriquecida que el estándar en el isótopo más pesado; ó negativo si la muestra está más enriquecida que el estándar en el isótopo más ligero.

### II.3.2.F.2. Estándares de referencia para los isótopos de carbono y oxígeno

La necesidad de utilizar estándares surgió, como se comentó anteriormente, por la dificultad y poca precisión que se obtiene al medir la abundancia absoluta de un isótopo en una muestra. Debido a que son la base para cualquier estudio isotópico, un estándar tienen que reunir ciertas características: ser usados por todo el mundo como el punto cero; ser homogéneos en su composición, estar disponibles en relativamente grandes cantidades, ser fáciles de preparar y utilizar y tener una relación isotópica que esté cerca de la mitad del rango de variación que se da en la naturaleza (Hoefs, 1997).

Los estándares utilizados para el carbono y oxígeno son:

#### II.3.2.F.2.a. Carbono

Todas las medidas isotópicas de carbono, hasta hace unos años, se hacían en relación con el estándar conocido como PDB procedente de la *Belemnite* americana de la Formación cretácica Peedee, de Carolina del Sur. Este estándar se ha utilizado debido a que su composición isotópica, tanto en carbono como en oxígeno, era muy similar a la media de los valores obtenidos en las calizas marinas.

Desde hace unos años el material original de este estándar se acabó, por lo que ahora se utiliza, en el caso de los carbonatos sedimentarios, el estándar NBS-19. Este estándar tiene unos valores isotópicos prácticamente idénticos a los del original PDB ( $\delta^{13}\text{C} = 1.95\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -2.2\text{‰}$ ), y es suministrado por la Agencia de Energía Atómica Internacional de Viena (Rollinson, 1993). Por esta razón las notaciones isotópicas actualmente están referidas al estándar VPDB (Viena-PDB).

#### II.3.2.F.2.b. Oxígeno

Para el oxígeno hay dos estándares que se utilizan mundialmente: el PDB (ahora VPDB) para la medida de los isótopos en carbonatos, sobre todo de origen sedimentario, y que se explicó en el apartado anterior, y el SMOW (Standard Mean Ocean Water) y VSMOW. El standard SMOW originalmente se determinó a partir de una muestra de agua hipotética cuya relación isotópica era muy similar a la composición isotópica media del agua del mar. Actualmente también se utiliza el estándar proporcionado por la Agencia de Energía Atómica Internacional (VSMOW) cuya composición isotópica es muy similar (aunque no idéntica) a la del SMOW.

En general en los trabajos sobre carbonatos sedimentarios, e independientemente de si se ha utilizado el estándar PDB ó SMOW, los isótopos van referidos al PDB ó VPDB. Por ello existen fórmulas para relacionarlos que son (Hoefs, 1997):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 1.03091 \cdot \delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) + 30.91$$

y

$$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) = 0.97002 \cdot \delta^{18}\text{O}(\text{SMOW}) - 29.98$$

### II.3.2.F.3. Fraccionamiento isotópico. El valor $\alpha$

La distribución de los isótopos entre dos sustancias o dos fases de la misma sustancia con

distinta relación isotópica se llama “*fraccionamiento isotópico*” y puede ocurrir durante procesos físicos y/o químicos. Los principales procesos que producen fraccionamiento son: las reacciones de intercambio isotópico y los procesos cinéticos (Rollinson, 1993; Hoefs, 1997).

- *Reacciones de intercambio isotópico*. Este tipo de fraccionamiento está controlado por la fuerza de los enlaces entre iones o moléculas y sigue una regla común en la que los isótopos más ligeros, que además tienen una mayor frecuencia vibracional, forman enlaces más débiles que los más pesados, con menor frecuencia vibracional.

Así, en el caso de un carbonato precipitado a partir de un fluido, los isótopos más pesados de oxígeno, que forman enlaces más fuertes, tenderán a incorporarse a la fase sólida, con lo que la fase líquida quedará más enriquecida en los elementos más ligeros. En relación al carbono, los sistemas de carbono inorgánico “CO<sub>2</sub> atmosférico-bicarbonato disuelto-carbonato sólido” dan lugar a un enriquecimiento en los isótopos más pesados en los carbonatos (Hoefs, 1997). Sin embargo los procesos de disolución y reprecipitación no fraccionan de modo importante los isótopos de carbono (Rollinson, 1993).

- *Procesos cinéticos*. Estos procesos dependen fundamentalmente de las diferencias en las tasas de reacción de las moléculas isotópicas y están asociados a los procesos que se producen de forma incompleta y unidireccional como la evaporación y las reacciones inducidas biológicamente.

La medida de este fraccionamiento viene dada por el “*coeficiente de fraccionamiento ( $\alpha$ )*” que a su vez viene dado por:

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B$$

Donde  $R_A$  es la relación isotópica de un elemento (por ejemplo <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O) en la sustancia A y  $R_B$  la relación isotópica del mismo elemento en la sustancia B.

En las fórmulas utilizadas para el cálculo de los isótopos en carbonatos  $\alpha$  tiene un valor superior a uno, ya que viene dado por la relación entre la fase más enriquecida (o lo que es lo mismo más rica en isótopos pesados) dividida por la fase más rica en isótopos ligeros. En el caso de un mineral precipitado a partir de un fluido, y debido a que el sólido tiende a incorporar los isótopos más pesados, el coeficiente de fraccionamiento vendrá dado por:

$$\alpha_{\text{sólido-fluido}} = \text{Relación isotópica en el sólido} / \text{Relación isotópica en el fluido}$$

A su vez, en el caso del fraccionamiento producido entre una misma sustancia en estado líquido y gas (por ejemplo entre el agua y el vapor de agua), y debido a que los isótopos más pesados tienden a quedarse en el líquido,  $\alpha$  vendrá dado por:

$$\alpha_{\text{agua(l)-agua(v)}} = \text{Relación isotópica del agua (líquida)} / \text{Relación isotópica en el vapor}$$

Los valores de  $\alpha$ , que se calculan de forma experimental, generalmente se acercan mucho a la unidad y típicamente varían en el tercer decimal, de modo que la mayoría de los valores son del tipo 1.00X.

### II.3.2.F.4. Factores principales que controlan el fraccionamiento de los isótopos de O y C en los carbonatos sedimentarios

#### II.3.2.F.4.a. Temperatura

Estudios experimentales muestran que  $10^3 \ln \alpha$  es una función uniforme y a menudo lineal de  $1/T^2$  (expresada en grados Kelvin) (Rollinson, 1993), lo que significa que el factor de fraccionamiento  $\alpha$  entre un sólido y un fluido o entre dos fases minerales varía con la temperatura. Este hecho ha dado lugar a una relación general entre ambos factores del tipo:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{sólido-fluido}} = A(10^6/T^2) + B$$

donde T es la temperatura expresada en grados Kelvin y A y B son constantes generalmente determinadas en el laboratorio.

Estudios experimentales (Urey, 1947; Craig, 1965; O’Neil *et al.*, 1969; Friedman y O’Neil, 1977, entre otros) han demostrado que el enriquecimiento en <sup>18</sup>O en el carbonato cálcico en relación al agua del mar es termodependiente, por lo que con esta relación se podría determinar la temperatura de los océanos antiguos.

Entre las distintas fórmulas propuestas que relacionan la temperatura con el factor de fraccionamiento daremos la propuesta por O’Neil *et al.* (1969) y posteriormente modificada por Friedman y O’Neil (1977) para las calcitas precipitadas inorgánicamente a unas temperaturas de entre 0 y 500°C y la fórmula propuesta por Bottinga y Craig (1969) para el fraccionamiento entre el agua en estado líquido y vapor (entre 0 y 100°C), ya que ambas serán utilizadas posteriormente en este trabajo:

También se ha utilizado la fórmula de Sheppard y Schwarcz (1970) que relaciona el factor de fraccionamiento con la temperatura en dolomitas precipitadas entre 100 y 650° C.

Fórmula de Friedman y O'Neil (1977):

$$10^3 \ln \alpha_{\text{calcita-agua}} = 2.78(10^6/T^2) - 2.89$$

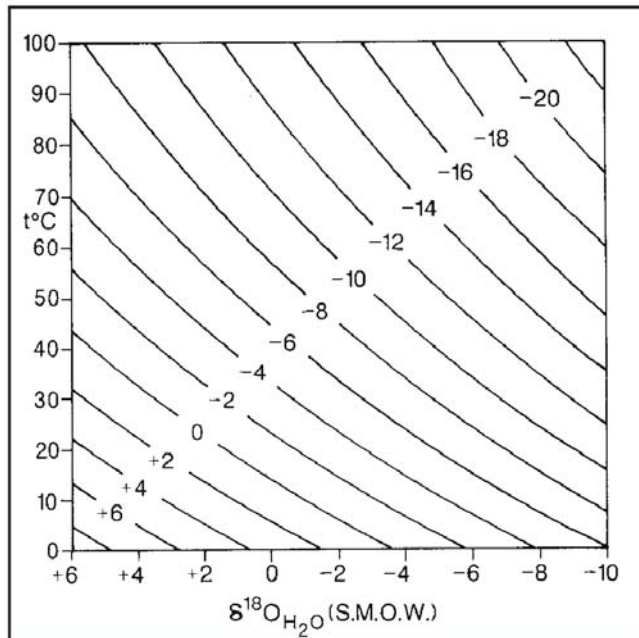
Fórmula de Bottinga y Craig (1969):

$$10^3 \ln \alpha_{\text{agua(l)-agua(v)}} = 1.534(10^6/T^2) - 3.206(10^3/T) + 2.644$$

Fórmula de Sheppard y Schwarcz (1970):

$$10^3 \ln \alpha_{\text{dolomita-agua}} = 3.23(10^6/T^2) - 3.29$$

Por otro lado, hay que tener en cuenta que el fraccionamiento isotópico en el oxígeno decrece con el aumento de la temperatura (ya que a medida que aumenta la temperatura el valor de  $\alpha$  se va aproximando a 1), por lo que el uso de los isótopos de oxígeno como geotermómetro es menos sensible a altas temperaturas. También por esta razón una calcita precipitada a partir de un mismo fluido a distintas temperaturas tendrá un valor más negativo a medida que la temperatura de precipitación vaya aumentando (Fig. 2.11).



**Fig. 2.11.** Composiciones isotópicas de la calcita en función de la temperatura y del  $\delta^{18}\text{O}$  del agua a partir del cual precipita en equilibrio. Los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  del agua están expresados en SMOW. Los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcita (representados por las líneas curvas) vienen dados en PDB (tomada de Tucker y Wright, 1990).

### II.3.2.F.4.b. Evaporación y condensación

Estos procesos tienen una gran importancia en el fraccionamiento de los isótopos del oxígeno. Como se comentó anteriormente, las especies moleculares más ligeras tienden a incorporarse en la fase vapor y las más pesadas en la fase líquida (aunque este proceso depende también de la temperatura) (Hoefs, 1997).

Este proceso de separación isotópica se puede tratar de forma teórica en términos de la destilación o condensación fraccionada, bajo condiciones de equilibrio, y que se expresa mediante la ecuación de Rayleigh (que será posteriormente utilizada en este trabajo). Para el proceso de *condensación* estas fórmulas son:

$$R_v/R_{v0} = f^{\alpha-1} \text{ y } R_l/R_{v0} = \alpha f^{\alpha-1}$$

Donde  $R_{v0}$  es la relación isotópica de la composición del vapor inicial;  $R_v$  es la relación isotópica instantánea del vapor que queda tras la condensación (v);  $R_l$  es la relación isotópica del líquido condensado a partir del vapor (v);  $f$  es la fracción residual que queda del vapor y  $\alpha$  es el factor de fraccionamiento que viene dado por la relación  $R_l/R_v$ .

Para el proceso de *destilación* (evaporación), que sería el proceso inverso al anterior, estas fórmulas serían:

$$R_l/R_{l0} = f^{(1/\alpha-1)} \text{ y } R_v/R_{l0} = (1/\alpha)f^{(1/\alpha-1)}$$

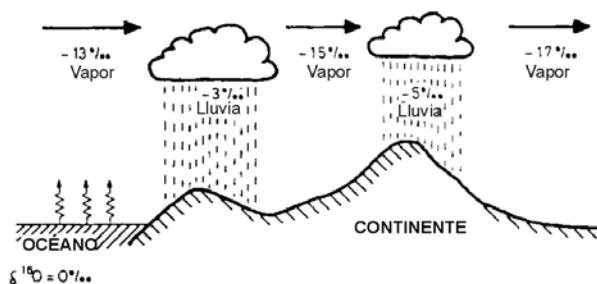
donde  $R_{l0}$ ,  $R_l$  y  $R_v$  son las relaciones isotópicas del líquido original, del líquido remanente tras la evaporación y del vapor producido tras la evaporación, respectivamente.  $f$  es la fracción residual de líquido tras la evaporación y  $\alpha$  es el factor de fraccionamiento que viene dado por la relación  $R_l/R_v$ .

Estos procesos son muy importantes a la hora de interpretar los isótopos de oxígeno. Por definición la composición isotópica media del agua del mar es 0‰. Cuando se produce la evaporación del agua del mar, el vapor queda enriquecido en isótopos ligeros con respecto al agua del mar, por lo que su composición isotópica será negativa. Cuando se produce la condensación y precipitación en forma de lluvia a partir del vapor, ésta se enriquecerá en los isótopos más pesados, por lo que el vapor remanente quedará enriquecido en los isótopos más ligeros, y así sucesivamente con los progresivos episodios de precipitación (Fig. 2.12). De cualquier forma las aguas de precipitación, en general, tendrán una composición isotópica negativa debido a que desde el



principio derivan del vapor que ya estaba enriquecido en isótopos estables ligeros. Por otro lado, hacia el interior de los continentes, las composiciones isotópicas del agua de precipitación serán más negativas debido a que progresivamente van procediendo de un vapor cada vez más ligero (Anderson y Arthur, 1983). A este efecto comúnmente se le denomina “efecto continente”.

En este proceso también influyen la *latitud* y la *humedad* relativa del aire (Anderson y Arthur, 1983). En altas latitudes, donde las temperaturas son bajas, el fraccionamiento entre el agua del mar y el vapor es mayor que en las zonas de ecuador donde las temperaturas son mayores. Por otro lado si la humedad relativa del aire es muy baja la reacción de evaporación es más rápida, produciéndose un menor fraccionamiento entre las dos fases (líquida y vapor) que si la humedad es mayor y por tanto, la reacción de evaporación más lenta.



**Fig. 2.12.** Efecto de la evaporación y de la progresiva condensación del agua sobre la composición isotópica de oxígeno del vapor de agua y del agua de lluvia (traducida de Anderson y Arthur, 1983).

#### II.3.2.F.4.c. Procesos biológicos

Estos procesos son los que producen el mayor fraccionamiento isotópico en el carbono en medios sedimentarios.

Durante la fotosíntesis los isótopos ligeros ( $^{12}\text{C}$ ) tienden a concentrarse en el material orgánico, de ahí que las plantas tengan una composición isotópica en carbono de  $-7$  a  $-35\text{‰}$ , según su naturaleza (Hoefs, 1997). Cuando la materia orgánica se oxida para formar  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  no se produce fraccionamiento, ya que todo el carbono es transformado en  $\text{CO}_2$ , que tendrá una composición isotópica similar a la de la materia orgánica de la que procede. Sin embargo, en condiciones reductoras la materia orgánica se transforma (bien por fermentación anaerobia o por degradación térmica) en  $\text{CH}_4$ . En este caso si existe

fraccionamiento, de modo que el metano se enriquece en los isótopos más ligeros, y por tanto su composición isotópica será muy negativa (de hasta  $-80\text{‰}$ ) (Rollinson, 1993).

#### II.3.2.F.5. Método aplicado en este trabajo

El estudio isotópico desarrollado en este trabajo, encaminado al estudio de la diagénesis, se ha realizado sobre las láminas delgadas de 250 micras que habían sido previamente estudiadas con el microscopio de luz transmitida y CL. Cabe señalar que el estudio isotópico no habría tenido ningún sentido si no se hubiera hecho en función de los datos petrográficos obtenidos previamente mediante CL. En total se han realizado 350 análisis isotópicos de carbono y oxígeno.

A la hora de realizar estos análisis se eligieron y rodearon con un círculo las zonas que habían sido previamente fotografiadas con luz transmitida y CL y que tuvieran un diámetro adecuado, mayor de 200 micras, para su extracción. La extracción de la muestra en forma de polvo, que en ningún caso superó los 150  $\mu\text{g}$  de peso, se realizó sobre las láminas delgadas en la Universidad de Michigan mediante un torno de dentista acoplado a una lupa binocular. En este sentido las fotografías, de luz transmitida y CL, realizadas previamente de esas zonas fueron imprescindibles a la hora de orientarse en la lámina y extraer material exclusivamente de las zonas que se querían analizar, generalmente sólo visibles en CL.

Solamente no se utilizó este procedimiento de extracción para analizar las microinclusiones de dolomita presentes en algunos cementos de calcita. En este caso se extrajo la muestra de cemento de calcita (con inclusiones de dolomita) de las láminas delgadas y pastillas mediante el torno de dentista acoplado a la lupa. Posteriormente se procedió a la disolución de la calcita mediante el método que se describirá en un apartado posterior y, una vez disuelta, se analizó la dolomita restante, no disuelta.

Una vez extraídas las muestras en forma de polvo, independientemente del procedimiento, se introdujeron en un horno al vacío, durante una hora a  $200^\circ\text{C}$ , con el fin de eliminar los compuestos orgánicos volátiles que podrían alterar el resultado.

Una vez calentada se introdujo cada una de ellas en un recipiente de vidrio borosilicatado que a su vez se colocó en un carrusel preparado para introducir 48 recipientes de este tipo. Este carrusel se introdujo en un sistema automático de reacción del carbonato (Finnigan Carbokiel-I) donde las muestras reaccionan a una temperatura de  $76^\circ \pm 2^\circ\text{C}$  con 3 gotas de ácido

fosfórico anhidro durante 8 minutos (12 minutos para dolomitas) con el fin de producir el CO<sub>2</sub> que posteriormente será analizado. Este sistema está acoplado directamente a un espectrómetro de masas con triple colector Finnigan MAT 251 donde se analizó la composición isotópica del CO<sub>2</sub> producido tras la reacción. Las relaciones isotópicas obtenidas fueron corregidas en cuanto a la contribución del isótopo <sup>17</sup>O y transformadas en la notación por mil relativamente al estándar VPDB. Los valores fueron calibrados utilizando el NBS 19 como estándar principal y la precisión analítica se calculó mediante el análisis diario de este estándar al menos 3 veces al día. Esta precisión en todos los casos se mantuvo por encima del 0.1 ‰ tanto para el carbono como para el oxígeno.

### II.3.2.G. Microtermometría en inclusiones fluidas

El estudio petrográfico y microtermométrico de las inclusiones fluidas (IF) ha sido realizado por cortesía del Dr. Carlos Rossi en la Universidad de Kansas. Este estudio se realizó en los cementos de calcita, ankerita y fluorita en láminas gruesas doblemente pulidas de unas 250 micras de espesor. La petrografía de las inclusiones IF se realizó con un microscopio Olympus BX-60, equipado con epiluminación ultravioleta, y con una cámara de vídeo acoplada, con el cual se seleccionaron y fotografiaron las zonas a estudiar. Posteriormente, pequeños fragmentos que contenían los campos de visión seleccionados para el estudio microtermométrico se cortaron con ayuda de una sierra de precisión.

Para realizar el estudio microtermométrico se utilizó una pletina calentadora-enfriadora de circulación de gas Fluid Inc. El sensor térmico del equipo se calibró usando inclusiones sintéticas de agua pura y CO<sub>2</sub>. En primer lugar se midieron las temperaturas de homogeneización (Ths) que se registraron en orden creciente de temperatura dentro de cada campo de visión, analizándose un único campo de visión por fragmento.

Posteriormente se procedió a la congelación de las inclusiones, registrándose las temperaturas de nucleación del hielo (Tn), y seguidamente se procedió a calentar lentamente observando los distintos cambios de fase y registrando, siempre que fue posible, las temperaturas eutécticas (Te) y las temperaturas de última fusión tanto de la hidrohalita como del hielo (Tmice).

### II.3.2.H. Espectroscopía Raman

Este estudio se ha realizado en el equipo Spex 1250M de la Universidad de Michigan, con el fin de determinar la naturaleza del gas (CO<sub>2</sub> o CH<sub>4</sub>) incluido en algunas de las inclusiones fluidas bifásicas de la fluorita.

Para ello se utilizó fuente de luz monocromática, en este caso un láser de 2 µm de diámetro y una longitud de onda de 514.53nm (región del color verde en el espectro electromagnético), y un microscopio óptico acoplado a una cámara de vídeo con el cual se elegieron y enfocaron las regiones de las inclusiones fluidas que se querían analizar. El uso de esta técnica es especialmente útil para detectar la presencia de moléculas simétricas (como el CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>) que no se pueden detectar con espectroscopía de infrarojos (Dr. Don Snyder, comunicación personal).

Los análisis se realizaron en un rango de frecuencias comprendidas entre los 2800 y 3000 cm<sup>-1</sup> o bien entre 500 y 1500 cm<sup>-1</sup> entre los cuales se sitúan la frecuencia del metano y del CO<sub>2</sub>, respectivamente. Las condiciones utilizadas fueron: una potencia del láser 100 a 200 mW, de 4 a 10 medidas para cada análisis y un tiempo de exposición para cada medida de 30 segundos.

### II.3.3. Búsqueda de hidrocarburos solubles en disolventes orgánicos

Debido a que en algunos afloramientos se detectó la presencia de hidrocarburos se realizó una primera aproximación para conocer su naturaleza observando si eran solubles en disolventes orgánicos. Para ello se tomó un fragmento de muestra sin alterar y que contenía estos hidrocarburos. Se machacó hasta obtener un tamaño polvo y se introdujo en acetona. En el caso de existir hidrocarburos solubles en la acetona, cuando éstos se disuelven, la acetona toma un color amarillo-verdoso. En nuestro caso, dejamos las muestras introducidas en acetona durante 48 horas, sin obtener ningún cambio en la coloración del disolvente.

### II.3.4. Extracción de la dolomita mediante disolución de calcita

Este proceso se realizó en la Universidad de Michigan con el fin de extraer, para luego analizar isotópicamente, las microinclusiones de dolomita presentes y abundantes en algunas muestras, en el interior de alguna de las generaciones de cementos de calcita.

Para ello se eligieron las muestras en las que había una mayor cantidad de estas inclusiones. Estas inclusiones son, en la mayoría de los casos, inferiores a las 50 micras y sólo visibles en las láminas de 30 micras de espesor una vez teñidas, por lo que no se pudieron extraer directamente con el torno de dentista. Por esta razón se observaron todas las láminas de 30 micras donde pudieran haber microinclusiones con el fin de ver en que muestras eran más abundantes. Debido a que los análisis isotópicos no se pueden realizar sobre este tipo de láminas debido a su pequeño espesor, se eligieron las láminas de 250 micras, y en algunos casos pastillas, correspondientes a la misma muestra y se estudiaron al microscopio y lupa binocular acoplada al torno de dentista, en el caso de las pastillas. De este modo se determinaron las zonas más favorables de extracción, mediante el torno de dentista, del cemento de calcita supuestamente con inclusiones de dolomita.

Una vez obtenido el polvo se procedió a la disolución de la calcita. Debido a la pequeña cantidad que, en volumen, significaban estas inclusiones respecto a la calcita de alrededor, se necesitaba un procedimiento de disolución que disolviera la calcita sin afectar prácticamente a la dolomita. Para ello se utilizaron dos métodos de disolución:

#### **II.3.4.A. Disolución mediante sales del ácido etilenodinitrilotetracético (EDTA)**

Este método de disolución fue propuesto por Glover (1961) con el fin de eliminar los carbonatos de los sedimentos. Para diferenciar la calcita de la dolomita este autor propone introducir la muestra en una solución con 10 gramos de EDTA disódico en 85 cc de agua ajustando el pH hasta un valor de 6.3 con hidróxido sódico, durante 7 horas.

En nuestro caso antes de someter a las muestras a este tratamiento se procedió a comprobar la eficacia del método. Para ello se prepararon 5 pequeños recipientes, a los que se pesó previamente, y en los que se introdujo: en uno de ellos 0.5 mg de un estándar de calcita (NBS18) y 0.5 mg de estándar de dolomita (NBS88B), ambos de composición isotópica conocida; 0.25 mg de calcita y 0.75 mg de dolomita en otro; 0.75 mg de calcita y 0.25 mg de dolomita en el tercero; 1 mg de calcita en el cuarto y 1 mg de dolomita en el último.

En cada uno de ellos se introdujo 1.5 cc de solución de EDTA preparada según Glover (1961), se agitaron y se dejaron reaccionar durante 7 horas. Tras las 7 horas se centrifugaron las muestras, se extrajo la solución de EDTA mediante una pipeta y se introdujo

1.5 cc de agua destilada en cada uno de ellos con el fin de lavar la muestra e impedir que continuase la reacción. Posteriormente se volvieron a centrifugar las muestras y extraer el agua destilada. Este proceso de lavado se repitió 5 veces, el último de los cuales se realizó con alcohol etílico en vez de agua destilada. Tras el último periodo de centrifugación y extracción del alcohol sobrante, se dejaron secar las muestras.

Una vez secas se volvieron a pesar, observando que en todas ellas, incluso en las que contenían un 100% de dolomita, se había producido una pérdida de peso y, por tanto, probablemente la disolución de parte de la dolomita.

De cualquier forma y con el fin de observar si en las muestras mixtas de calcita y dolomita se había producido la total disolución de la primera y no de la segunda, se realizaron diagramas de rayos X, método que se describirá en el siguiente apartado. El resultado obtenido fue que en los tres casos en los que había mezcla de los dos minerales, y tras la disolución, seguían existiendo ambos (aunque cuantitativamente la proporción de dolomita era mayor), por lo que se desestimó utilizar este método con las muestras reales.

#### **II.3.4.B. Disolución mediante una solución de ácido acético y acetato sódico**

Tras comprobar la ineficacia del tratamiento anterior para nuestro estudio se preparó una solución 1M de ácido acético y acetato sódico. Para ello se preparó una disolución con 82 gramos de acetato sódico y 60 ml de ácido acético en un litro de agua destilada y se ajustó el Ph a 5. Una vez preparada esta disolución, se procedió a probarla mediante el uso de estándares de calcita y dolomita según el mismo procedimiento utilizado con el EDTA, aunque en este caso se dejaron reaccionar las muestras durante 24 horas. Tras este tiempo se procedió a lavar las muestras con agua destilada y alcohol (al igual que se había realizado en el procedimiento anterior) y se dejaron secar.

Posteriormente se volvieron a pesar la muestras observando que la disminución de peso en todos los casos era proporcional al contenido en calcita de cada de ellas. Es decir, la muestra que contenía sólo calcita se había disuelto por completo, la que contenía sólo dolomita prácticamente no había perdido peso y en las demás, con mezcla de ambas, se había producido una pérdida de peso proporcional al contenido en calcita.



En las muestras en las que no se había producido una disolución total del polvo se realizó un diagrama de rayos X con el fin de observar si la calcita, en todos los casos, se había disuelto por completo, o si por el contrario seguía habiendo una mezcla de ambas. En este caso se pudo comprobar que en todas las muestras originalmente mixtas todos los picos del diagrama correspondían a la dolomita.

De cualquier manera, y para detectar la presencia de calcita residual, no detectable mediante la difracción de RX, se procedió a realizar el análisis isotópico de las mismas. La composición isotópica de los estándares de dolomita (NBS88B) y de calcita (NBS18) que habían sido utilizados para esta prueba son: +2‰ y -6‰ VPDB, y -5‰ y -23‰ VPDB para el carbono y oxígeno de los estándares de dolomita y calcita respectivamente. Por tanto, si las composiciones isotópicas obtenidas tras la prueba eran similares a la de la dolomita, podíamos confirmar con mayor seguridad que la calcita se había disuelto por completo. Los valores obtenidos tras la disolución fueron:

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1mg Dol (100% Dol)	2.1‰	-6.3‰
0.75mg Dol/0.25mg Cc	2.0‰	-6.1‰
0.50mg Dol/0.50mg Cc	2.0‰	-6.2‰
0.25mg Dol/0.75mg Cc	2.0‰	-6.4‰

Todos los datos isotópicos fueron acordes con el estándar de dolomita, por lo que se comprobó la eficacia de este método de disolución y se procedió a su aplicación en las muestras naturales que habían sido extraídas previamente.

Para ello se introdujeron las muestras en forma de polvo (6 en total) en los recipientes y se les hizo reaccionar con 2 cc de la disolución de ácido acético y acetato sódico durante 24 horas. Debido a que la cantidad de estas muestras era, en todos los casos, superior a un gramo, tras las primeras 24 horas todavía se observaba el burbujeo típico que se produce cuando los carbonatos reaccionan con el ácido. Por ello se centrifugaron y se extrajo mediante una pipeta la disolución sobrante de ácido. Posteriormente se volvieron a introducir otros 2 cc de disolución en cada uno agitándolos y dejándolos reaccionar durante otras 24 horas.

Tras estas 48 horas se lavaron las muestras, al igual que se había hecho anteriormente con las muestras-prueba, y se dejaron secar. En una de las 6 muestras no quedó ningún residuo, pero en las otras 5

sí quedó un residuo al que se le realizó un diagrama de difracción de rayos X. De estas 5 muestras 3 de ellas sólo tenían dolomita, una de ellas calcita y dolomita y en la última sólo eran apreciables los picos correspondientes a la calcita.

A estas dos últimas muestras se las hizo entonces reaccionar con la disolución otras 24 horas. Tras estas 24 horas, en una de las muestras no quedó residuo, o al menos no suficiente como para ser analizado ni por RX ni isotópicamente, y en la otra ya sólo había dolomita.

Las 4 muestras en las que finalmente había quedado un residuo de dolomita fueron entonces analizadas isotópicamente mediante el procedimiento explicado en el apartado anterior sobre isótopos.

### II.3.5. Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X se ha utilizado en este trabajo para discriminar entre calcita y dolomita (a la hora de analizar isotópicamente las microinclusiones de dolomita), para determinar la mineralogía global de algunas muestras y para determinar la naturaleza de algunos minerales como los minerales de la arcilla.

Para discriminar entre la calcita y la dolomita se utilizó el equipo de difracción de rayos X automático de la Universidad de Michigan de la marca Scitang, con el cual se pueden hacer análisis de difracción de muestras de polvo de incluso 150  $\mu\text{g}$ , como en nuestro caso. Las condiciones utilizadas en este equipo fueron: Voltaje: 35 KV; Intensidad: 20 mA; Constante de tiempo: 0.48 segundos; Velocidad de exploración: 2.5 grados/minuto; intervalo de exploración: 10 a 60°  $2\theta$

El resto de los análisis de difracción de rayos-X se ha realizado en el difractómetro marca Philips del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones utilizadas en los análisis con este equipo han sido: Radiación:  $\text{CuK}\alpha$ ; Monocromador de grafito; Voltaje: 40KV; Intensidad: 30 mA; Constante de tiempo: 1; Velocidad de exploración: 2 grados/minuto; Intervalo de exploración: 2-60°  $2\theta$ .

Para conocer la mineralogía global de una roca o la naturaleza de un determinado mineral se procedió a la molienda de la muestra con un mortero de ágata hasta obtener el polvo de la misma a un tamaño de 0.053 mm que fue el posteriormente analizado. La identificación de los minerales se llevó a cabo con la utilización de fichas “ Index X-Ray data for minerals” (A.S.T.M.).

### **II.3.5.A. Agregados orientados**

Los análisis de difracción de agregados orientados se han realizado para determinar la naturaleza de los minerales de la arcilla que, con el análisis de la muestra en polvo, sería muy difícil o incluso imposible de obtener.

Una vez molida la muestra a un tamaño de 0.0053 mm, se procedió a la eliminación de los carbonatos en los casos en los que estaban presentes. La eliminación de los carbonatos se debe producir de tal forma que no se alteren los minerales de la arcilla, por lo que se realizó mediante el método propuesto por Jackson (1969). Este método consiste en la disolución de los carbonatos (en frío la calcita y en caliente la dolomita) en una solución acuosa tampón formada por 82 g de acetato sódico en 900 ml de agua destilada a los que se añaden 27 ml de ácido acético glacial y ajustando el pH a 5 mediante la adición de hidróxido sódico o ácido acético. La solución entonces se diluye en un litro de agua destilada. Después de la disolución de los carbonatos la muestra debe ser lavada con agua destilada varias veces, para evitar la formación de sales.

Posteriormente se preparó una suspensión acuosa con la muestra en polvo (una vez eliminados los carbonatos) que se agitó hasta obtener la homogeneización de la misma. Una vez homogeneizada se dejó decantar la suspensión durante 5 minutos para obtener la fracción menor de 20  $\mu\text{m}$ , extrayéndose, tras este tiempo, una cantidad de unos 3 ml de la suspensión mediante una pipeta.

Se prepararon entonces tres portamuestras de vidrio de 4x4 mm a los que se agregó la suspensión, dejando evaporar el agua a temperatura ambiente. El procedimiento a seguir una vez preparados los tres agregados orientados fue el siguiente:

-A uno de ellos se le realizó una difracción de rayos X sin ningún tipo de tratamiento adicional.

-Otro fue solvatado con etilenglicol, introduciéndole en una atmósfera de esta sustancia durante 48 horas y a una temperatura de 60° C (Brunton, 1955), con el fin de detectar la presencia de minerales expandibles. Después de este tratamiento se realizó la difracción de RX.

-El último fue tratado térmicamente mediante su calentamiento en un horno a 550° C durante dos horas (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961) con el fin de asegurar la presencia de caolín y observar el comportamiento de la clorita y minerales expandibles. Posteriormente se realizó la difracción de RX.



# III. Estudio sedimentológico y diagenético de la Formación Torrecilla en Cameros en la Cordillera Ibérica noroccidental

## **III. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y DIAGENÉTICO DE LA FORMACIÓN TORRECILLA EN CAMEROS EN LA CORDILLERA IBÉRICA NOROCCIDENTAL** **55**

<b>III.1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>57</b>
III.1.1. CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO Y PALEOCLIMÁTICO GENERAL DE IBERIA DURANTE EL KIMMERIDGIENSE Y TITÓNICO	57
III.1.2. LA CUENCA IBÉRICA DURANTE EL KIMMERIDGIENSE Y TITÓNICO	58
<b>III.2. SECTOR DEL SUR DEL MONCAYO</b>	<b>63</b>
III.2.1. INTRODUCCIÓN	65
III.2.1.A. Antecedentes	65
III.2.1.B. Contexto geográfico y geológico del área	66
III.2.2. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA	71
III.2.2.A. Columna estratigráfica del Puerto de Bigornia	71
III.2.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros	75
III.2.2.C. Evolución sedimentaria	86
III.2.3. ESTUDIO DE LA DIAGÉNESIS	92
III.2.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos de la Fm. Torrecilla en Cameros	92
III.2.3.B. Características petrográficas y geoquímicas de las Fms. Bijuesca y Ciria	113
III.2.3.C. Interpretación de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Torrecilla en Cameros	117
III.2.3.D. Interpretación de los carbonatos diagenéticos de las Fms. continentales Bijuesca y Ciria	132
III.2.3.E. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo	135
<b>III.3. SECTOR DE SORIA</b>	
III.3.1. INTRODUCCIÓN	
III.3.1.A. Antecedentes	
III.3.1.B. Contexto geográfico y geológico del área	145
III.3.2. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA	147
III.3.2.A. Columna estratigráfica de Renieblas	147
III.3.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros	147
III.3.2.C. Evolución sedimentaria	173
III.3.3. ESTUDIO DE LA DIAGÉNESIS	179
III.3.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de la Fm. Torrecilla en Cameros	179
III.3.3.B. Descripción petrográfica y geoquímica del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros	196
III.3.3.C. Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos de la Afm. Ágreda	199
III.3.3.D. Cemento de calcita prismática en grandes cavidades tardías	201
III.3.3.E. Interpretación de las fases diagenéticas de la Fm. Torrecilla en Cameros	201
III.3.3.F. Interpretación de las fases diagenéticas del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros	213
III.3.3.G. Interpretación de los carbonatos de la Afm. Ágreda	214
III.3.3.H. Interpretación del cemento de calcita prismática en grandes cavidades tardías	217
III.3.3.I. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria	217
<b>III.4. SECTOR DE TORRECILLA</b>	<b>225</b>
	<b>55</b>

III.4.1.	INTRODUCCIÓN	227
III.4.1.A.	Antecedentes	227
III.4.1.B.	Contexto geográfico y geológico del área	229
III.4.2.	ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA	233
III.4.2.A.	Descripción de las columnas estratigráficas	233
III.4.2.B.	Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros	248
III.4.2.C.	Evolución sedimentaria	270
III.4.3.	ESTUDIO DE LA DIAGÉNESIS	279
III.4.3.A.	Descripción petrográfica y geoquímica de la Fm. Torrecilla en Cameros	279
III.4.3.B.	Descripción petrográfica y geoquímica del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros	302
III.4.3.C.	Descripción petrográfica y geoquímica de las calizas de la base de la Afm. Ágreda	304
III.4.3.D.	Cemento de calcita prismática y fibrosa en grandes cavidades tardías	305
III.4.3.E.	Interpretación de las fases diagenéticas de la Fm. Torrecilla en Cameros	305
III.4.3.F.	Interpretación de las fases diagenéticas desarrolladas en el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros	319
III.4.3.G.	Interpretación de las calizas de la base de la Afm. Ágreda	321
III.4.3.H.	Interpretación del cemento de calcita prismática y fibrosa en grandes cavidades tardías	321
III.4.3.I.	Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla	322
<b>III.5.</b>	<b>ESTUDIO COMPARATIVO DE LA EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y DIAGENÉTICA DE LOS LITOSOMAS ARRECIFALES (PRE-<i>RIFTING</i>) DE LA CUENCA DE CAMEROS</b>	<b>331</b>
III.5.1.	INTRODUCCIÓN	333
III.5.2.	KIMMERIDGIENSE INFERIOR	334
III.5.3.	KIMMERIDGIENSE SUPERIOR	338
III.5.4.	KIMMERIDGIENSE SUPERIOR/¿TITÓNICO BASAL?	339
III.5.5.	TITÓNICO ¿INFERIOR?	339
III.5.6.	TITÓNICO-CRETÁCICO INFERIOR	339
III.5.7.	CRETÁCICO SUPERIOR	340
III.5.8.	PALEÓGENO-MIOCENO INFERIOR-MEDIO	341
III.5.9.	¿MIOCENO SUPERIOR?-ACTUALIDAD	342

## III.1. Introducción

En este capítulo se expondrán los resultados obtenidos sobre la sedimentología y diagénesis de la Formación Torrecilla en Cameros, así como la interpretación y discusión de los mismos.

Aunque la Formación Torrecilla en Cameros tiene un carácter fundamentalmente arrecifal en todo el área de estudio, presenta características sedimentológicas distintivas en cada uno de los sectores estudiados (Sur del Moncayo, Soria y Torrecilla en Cameros). Asimismo la discontinuidad existente a techo de esta unidad, que la separa de los depósitos continentales suprayacentes, presenta características distintas en cada uno de estos sectores. Como se pondrá de manifiesto a lo largo de esta memoria estas características sedimentológicas, distintivas en cada uno de los sectores estudiados, condicionaron en gran medida la evolución diagénica de la unidad arrecifal que también es distintiva en cada uno de ellos.

El esquema general que se ha seguido en cada uno de los sectores para el estudio sedimentológico y diagénico ha sido el siguiente:

1. Introducción, antecedentes, cartografía, y contexto geológico regional.
2. Estratigrafía y sedimentología. Evolución sedimentaria.
3. Estudio de la diagénesis. Evolución diagénica.

Antes de entrar en profundidad en el estudio de cada uno de estos sectores, en este primer apartado se hará una revisión, basada en los trabajos publicados hasta el momento, del contexto paleogeográfico y paleoclimático general de Iberia y de la de la evolución Cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense y Titónico.

Conviene señalar también, antes de continuar, que en este trabajo usaremos el término Kimmeridgiense en el sentido definido para el Dominio Tethysiano, que correspondería al Kimmeridgiense inferior definido para el Dominio Boreal en Inglaterra (Cope, 1984; Harland *et al.*, 1990). Asimismo utilizaremos el piso Titónico, también definido en la provincia submediterránea, en lugar del Portlandiense, definido

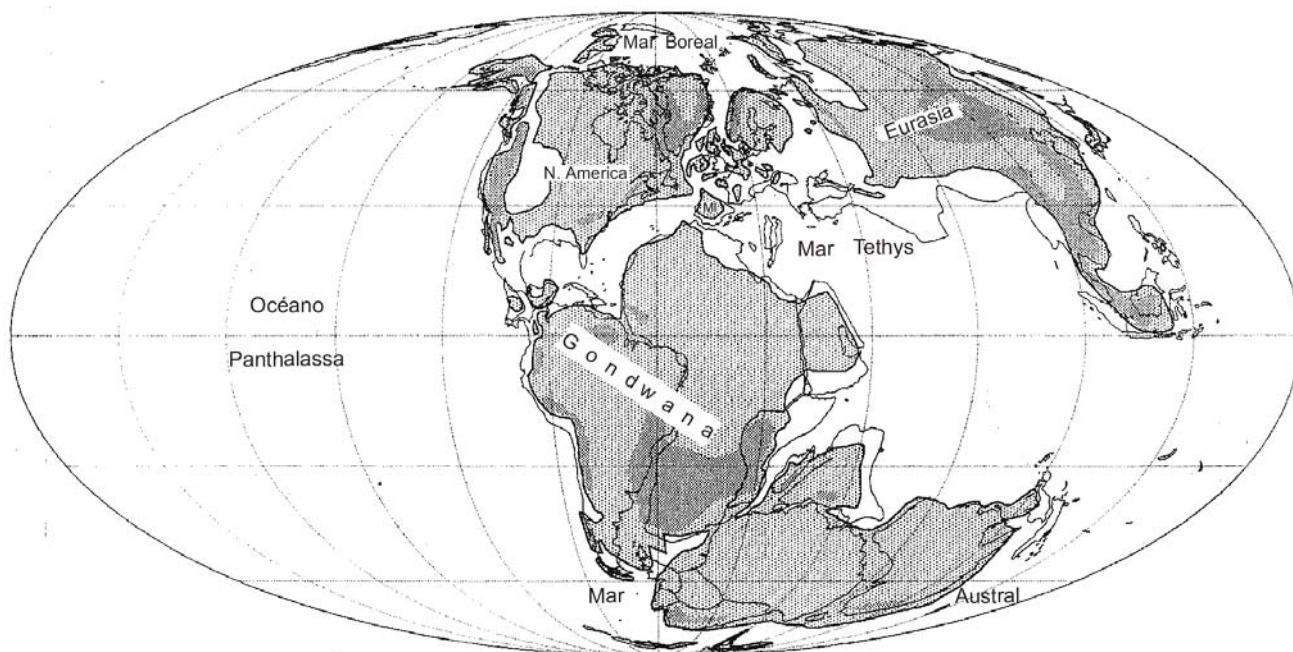
en el Dominio Boreal y que abarca parte del Titónico y Berriasiense. Con respecto a la edad absoluta de la base y techo tanto del Kimmeridgiense como del Titónico, los distintos autores no se ponen de acuerdo. Cowie y Basset (1989) del “*Bureau of International Commission on Stratigraphy (ICS)*” perteneciente a la IUGS, consideran una edad de 144 Ma y 139 Ma para la base y techo del Kimmeridgiense, respectivamente y de 139 Ma a 135 Ma para la base y techo del Titónico. Sin embargo, Harland *et al.* (1990) proponen unas edades para estos dos pisos, de 154.7 Ma para la base del Kimmeridgiense y 145.6 Ma para el techo del Titónico, que se alejan en más de 10 Ma. de las propuestas por Cowie y Basset (*op. cit.*).

### III.1.1. Contexto paleogeográfico y paleoclimático general de Iberia durante el Kimmeridgiense y Titónico

Tras finalizar el primer periodo de fracturación de Pangea (Pérmico superior-Jurásico medio), ya se habían comenzado a desarrollar el *rift* entre Groenlandia y Noruega, que se propagaba progresivamente hacia el Sur, y el sistema de *rift* del Tethys que se iba extendiendo hacia el Oeste (Ziegler, 1989) (Fig. 3.1.1).

Durante el Jurásico, además, tuvo lugar un progresivo ascenso del nivel del mar que culminó en el Jurásico superior (Haq *et al.*, 1988), por lo que extensas áreas quedaron sumergidas. Bajo estas condiciones, durante el Jurásico, sobre todo durante el Jurásico superior, se desarrollaron numerosas construcciones arrecifales fundamentalmente de corales y también de esponjas (Flügel y Flügel-Kahler, 1992; Leinfelder, 1994; Kiessling *et al.*, 1999) que, al menos en Europa, estaban concentradas alrededor de los 30° N de latitud.

El clima durante el Jurásico era más uniforme que el actual, sin casquetes polares permanentes, aunque a partir del Jurásico superior se produjo una tendencia a mayor aridez y estacionalidad (Hallam, 1975; 1985; 1993; Valdes y Sellwood, 1992).



**Fig. 3.1.1.** Paleogeografía durante el Kimmeridgiense. Las áreas punteadas corresponden a las zonas emergidas. La línea negra gruesa corresponde a la paleolínea de costa. La línea de traza fina corresponde a la línea de costa actual. MI: Macizo Ibérico (modificada de Smith et al., 1994).

En relación a la Placa Ibérica, durante el Kimmeridgiense y Titónico ésta se situaba a una latitud de entre 20° y 30° N (Smith *et al.*, 1994; Price *et al.*, 1995; Weissert y Mohr, 1996) (Fig. 3.1.1), latitud propicia para el desarrollo de arrecifes. Durante este periodo de tiempo la temperatura media de la superficie en Iberia, calculada sobre la base de modelos de simulación atmosférica por ordenador, era de 20° a 30° C en verano y 20° C en invierno según Moore *et al.* (1992) y de alrededor de 25° C tanto en invierno como en verano según Valdes y Sellwood (1992). Por otro lado, la temperatura media del agua del mar, en el área de Mallorca, podría haber sido de entre 13.4° y 16° C (Price y Sellwood, 1994). Los vientos dominantes, basados también en la modelización por ordenador, procedían en Iberia del NO (Price *et al.*, 1995) y traían fuertes lluvias en Junio/Julio y Agosto a los márgenes del Tethys (Moore *et al.*, *op. cit.*).

A partir del Jurásico superior se produjo otra fase de *rifting* en el Atlántico Norte que, en este caso, se fue propagando progresivamente hacia el Norte (Ziegler, 1989). Este nuevo periodo de *rift* tuvo gran repercusión en Iberia donde, a partir del Oxfordiense y hasta el Albiense medio, se produjo la formación de varias cuencas extensionales (Salas *et al.*, en prensa) a las que se hizo mención en el apartado I.3.

Por otro lado, a partir del Kimmeridgiense-Titónico inferior tuvo lugar un periodo regresivo con una bajada relativa global del nivel del mar (Haq *et al.*, 1988). A su vez durante el Jurásico superior se

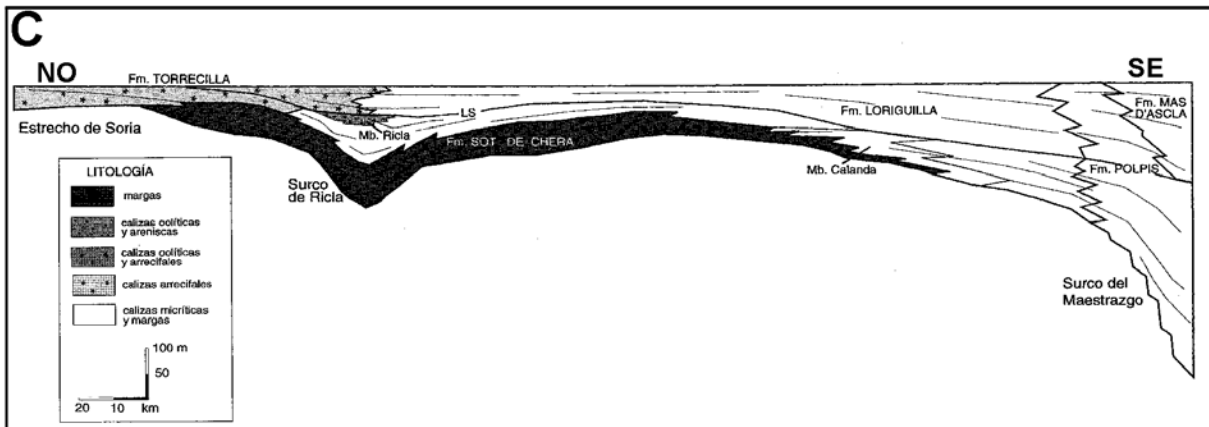
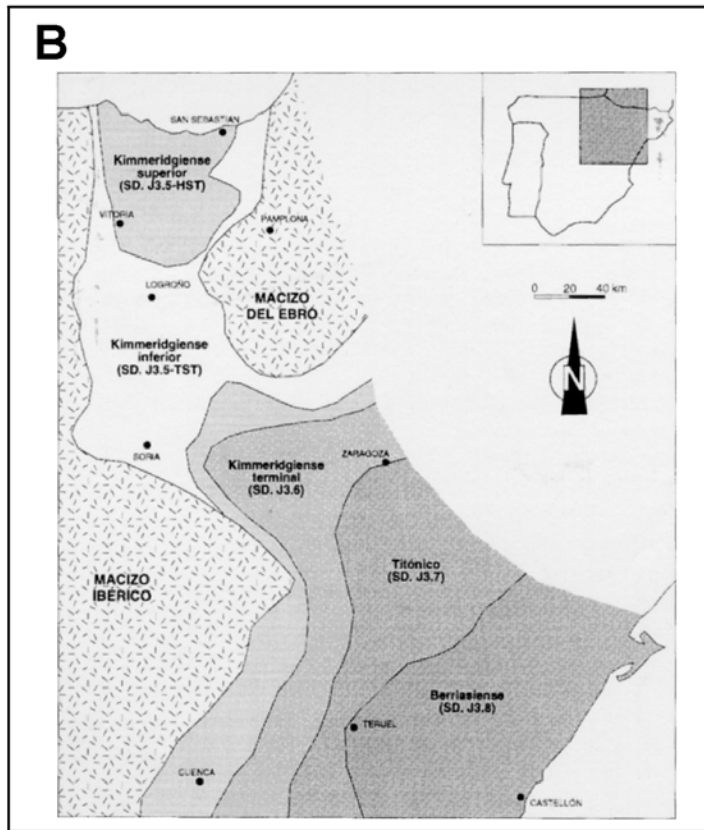
produjo al S y O de Laurasia una tendencia progresiva a una mayor aridez (Hallam, 1993). Esta tendencia ha sido estudiada por Schudack (1999) en la zona central y oeste de Europa, y Norteamérica. Este autor, basándose en el estudio de ostrácodos marinos y no marinos, considera que al comienzo del Titónico se produjo un incremento en la llegada de aguas frías boreales a Europa central que habrían dado lugar a un descenso moderado de la temperatura de los mares someros, una menor humedad relativa atmosférica y condiciones más áridas y frías en los continentes adyacentes.

### III.1.2. La Cuenca Ibérica durante el Kimmeridgiense y Titónico

A comienzos del Kimmeridgiense, y tras haberse producido un periodo transgresivo durante el Oxfordiense medio y superior (Aurell, 1990a, b; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 1995), gran parte de la Cuenca Ibérica había sido invadida por el Tethys, situado al E de Iberia. Durante este periodo de tiempo la Cuenca Ibérica, perteneciente al Dominio Tethysiano, estaba conectada con la Cuenca Vasco-Cantábrica, situada al Norte y perteneciente al Dominio Boreal (Mauthe, 1975; Alonso y Mas, 1990; Bádenas, 1999b). El área de conexión entre ambos dominios correspondía al Estrecho de Soria (Bulard, 1972), perteneciente a la Cuenca Ibérica, y que se situaba entre los macizos Ibérico, al Oeste, y del Ebro al Este (Figs. 3.1.2A; B).



**Fig. 3.1.2 A.** El estrecho de Soria durante el Kimmeridgiense. \*\*\* Complejos arrecifales. 1. Complejos arrecifales del Sector de Soria y Sur del Moncayo. 2. Complejos arrecifales del sector de Torrecilla. ⌘ Facies oolíticas (modificada de Alonso y Mas, 1990). **B.** Posición de los dominios de sedimentación marina al Noreste de la Placa Ibérica durante el Kimmeridgiense-Berriasiense (tomada de Bádenas, 1999b). **C.** Corte sintético en el que se observa la relación lateral entre las unidades litoestratigráficas del Kimmeridgiense-Titónico basal de la Cuenca Ibérica (modificada de Bádenas, 1999b).





La sedimentación durante el Kimmeridgiense, se produjo en la mayor parte de la Cuenca Ibérica, en amplias plataformas carbonatadas de tipo rampa que se abrían hacia el SE, donde, además, se encontraban las facies más profundas de la plataforma (Salas, 1987; Alonso *et al.*, 1989; Aurell, 1990b; Bádenas, 1999b) (Fig. 3.1.2C). En las zonas internas de la plataforma, situadas en el área del Estrecho de Soria y margen O de la cuenca Ibérica, predominaron las facies arrecifales, fundamentalmente de corales, pertenecientes a la Fm. Torrecilla en Cameros, definida por Alonso y Mas (1988a), y las facies oolíticas. En menor medida se encuentran calizas arenosas y areniscas correspondientes a la Formación Pozuel, definida formalmente por Aurell (1990b). Progresivamente, y hacia el SE, predominaron las facies de rampa media y externa pertenecientes, en la mayor parte de la cuenca, a la Formación Sot de Chera y la Formación Loriguilla, ambas definidas por Gómez (1978). La primera está formada fundamentalmente por margas con escasos fósiles y algunas intercalaciones de margocalizas y calizas de poco espesor. La Formación Loriguilla está constituida por una alternancia rítmica de calizas micríticas algo arcillosas y margocalizas. Más hacia el SE, en el área del Maestrazgo, los sedimentos depositados durante el Kimmeridgiense corresponden a las formaciones de Polpís y Mas d'Ascla definidas por Salas (1987), ambas depositadas en un ambiente de plataforma externa. Cabe señalar que Salas en este trabajo utiliza los pisos definidos para el Dominio Boreal (Kimmeridgiense y Portlandiense), por lo que asigna una edad Kimmeridgiense inferior a estas dos unidades, que se correspondería con todo el Kimmeridgiense definido para las provincias submediterráneas. La Formación Polpís está formada fundamentalmente por calizas *mudstone* prácticamente azoicas, con *slumps* y edificios biohermales, contruidos por esponjas, en algunos sectores. La Formación Mas d'Ascla está formada por margas y calizas laminadas y con escasos fósiles.

Hasta hace poco se consideraba que los depósitos kimmeridgienses de la Cuenca Ibérica correspondían a una única Secuencia Depositional (Salas, 1987; Alonso *et al.*, 1989; Alonso y Mas, 1990; Aurell 1990b; Aurell y Meléndez, 1993; Aurell *et al.*, 1995). Sin embargo recientemente Bádenas (1997; 1999b) ha reconocido dos secuencias deposicionales en el Kimmeridgiense de la Cuenca Ibérica: La primera secuencia abarca desde el Kimmeridgiense inferior a la parte basal del Kimmeridgiense superior y la segunda desde el Kimmeridgiense superior al Titónico basal (Figs. 1.3.3; 3.1.2B; C). En cada una de estas secuencias, además, reconoce los cortejos sedimentarios transgresivo, de alto nivel y por último de regresión forzada (en algunos sectores de la

cuenca al final de cada secuencia) y a los que atribuye un origen eustático.

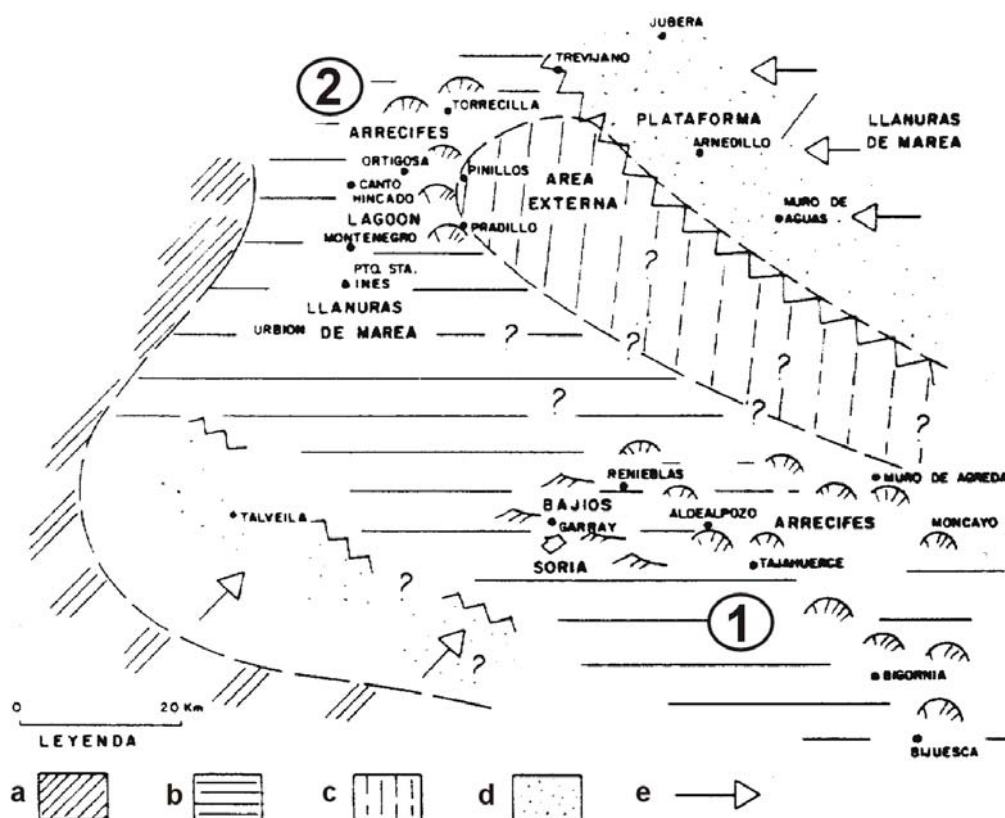
Estas dos secuencias se pueden reconocer en la mayor parte de la Cuenca Ibérica, si bien en el área del Estrecho de Soria y en la Cuenca Vasco-Cantábrica oriental sólo está representada la primera Secuencia Depositional (Fig. 3.1.2B;C). De cualquier manera Bádenas (1999b) considera que en las zonas más surorientales del Estrecho de Soria, en el sector de Bijuesca, podría estar representada la segunda secuencia hacia el techo de la Formación Torrecilla en Cameros.

En el área del Estrecho de Soria, donde se encuentra enmarcado este estudio, la sedimentación durante el Kimmeridgiense se caracterizó por el predominio del desarrollo de arrecifes de coral, si bien existen variaciones laterales (Alonso y Mas, 1990) (Figs. 3.1.2A; 3.1.3). Esta plataforma tenía una morfología asimétrica con las zonas más profundas situadas hacia el NE.

Los complejos arrecifales son más abundantes en dos sectores: en el Sector de Soria y Sur del Moncayo y en el Sector de Torrecilla (Fig. 3.1.3), aunque en ambos presenta características diferentes. En el Sector de Soria predomina la acreción vertical en los arrecifes, aunque con cierta tendencia a la progradación y desarrollo de barras calcareníticas de *back reef* (Alonso y Mas, *op. cit.*). En el Sector de Torrecilla, sin embargo, los arrecifes eran de tipo franjeante, con predominio de la acreción frontal frente a la vertical y desarrollo de barras submareales asociadas al frente de varios de los edificios arrecifales reconocidos en este sector. Estos arrecifes de tipo franjeante, en sus fases iniciales, protegían *lagoones* carbonáticos situados más hacia el Oeste (Alonso *et al.*, 1986-1987). Al comienzo de los capítulos dedicados a los diferentes sectores se hará una descripción más detallada de cada uno de ellos.

Además de las facies arrecifales, en los bordes suroeste y noreste del estrecho, predominan las facies siliciclásticas. En el borde suroriental estas facies siliciclásticas corresponden a *lagoones* margosos protegidos por islas-barrera generadas a partir de material siliciclástico procedente del SO (Díaz *et al.*, 1988).

En el borde noreste, también de gran influencia siliciclástica, se desarrollaron llanuras de marea en las que de forma esporádica, y en las facies submareales, se encuentran algunos niveles carbonáticos con corales (Alonso y Mas, 1990). En este caso los aportes procederían del Este, del Macizo elevado del Ebro.



**Fig. 3.1.3.** Paleogeografía durante la sedimentación del Kimmeridgiense en el sector del Estrecho de Soria. a. Erosión pre-wealdense. b. Plataforma carbonática interna. c. Plataforma externa. d. Zonas con fuerte influencia siliciclástica. e. Procedencia del material siliciclástico. 1. Complejos arrecifales del Sector de Soria y Sur del Moncayo. 2. Complejos arrecifales del Sector de Torrecilla (modificada de Alonso y Mas, 1990).

Las facies más profundas de la plataforma se han encontrado al SE del Sector de Torrecilla en las localidades de Pradillo y Pinillo. En esta zona la unidad kimmeridgiense aparece muy reducida en espesor y está formada por encrinetas y margas con fragmentos de corales y briozoos y algunos niveles con corales planos que corresponderían a las facies de talud arrecifal y paso a la plataforma externa (Alonso y Mas, *op. cit.*). En el resto del sector, donde se supone estarían las facies más externas, no existen afloramientos kimmeridgienses, ya que sólo afloran los materiales wealdicos de la Cuenca de Cameros.

A partir del Kimmeridgiense superior y durante el Titónico, la línea de costa de la Cuenca Ibérica fue situándose progresivamente hacia el SE (Aurell, 1990b; Aurell *et al.*, 1994; Bádenas, 1999b) (Fig. 3.1.2B). Esta retirada progresiva de la línea de costa hacia mar adentro se produjo por la caída relativa del nivel del mar debido, por un lado, a la tectónica de régimen extensivo, que dio lugar al levantamiento del borde occidental de la Cuenca Ibérica, y por otro, al descenso eustático que tuvo lugar durante el Titónico-Berriasiense (Alonso *et al.*, 1986-1987; Aurell, 1990b; Aurell *et al.*, 1994). Con respecto a la actividad tectónica, ésta tuvo su mayor apogeo

durante el Titónico inferior y a partir del inicio del Berriasiense en el sector Central de la Cordillera Ibérica, durante el Titónico en el sector noroccidental y durante el Kimmeridgiense en el oriental. Esta actividad tectónica también favoreció la formación de varias cuencas finijurásicas-eocretácicas, entre las que se encuentra la Cuenca de Cameros.

En el área del Estrecho de Soria, la retirada del mar comenzó a partir del Kimmeridgiense superior (Fig. 3.1.2B) y en el Titónico comenzó a desarrollarse la Cuenca de Cameros (Mas *et al.*, 1993) (Figs. 1.3.1; 1.3.4A, B), así como pequeñas cuencas de tipo semigraben en el área del Sur del Moncayo (Alonso y Mas, 1988b). Los depósitos, fundamentalmente continentales, que a partir del Titónico rellenan estas cuencas se apoyan discordantemente sobre los depósitos del Jurásico marino que comúnmente corresponden a la Fm. kimmeridgiense Torrecilla en Cameros (Mas *et al.*, 1993). Esta discontinuidad se presenta en toda la cuenca en forma de superficies erosivas, paleosuelos y paleokarstificaciones (Alonso y Mas, 1988b; 1990) y, como se verá a lo largo de esta memoria, su desarrollo jugó un papel muy importante en cuanto a la evolución diagenética de la unidad kimmeridgiense arrecifal.



## **III.2. Sector del Sur del Moncayo**



## III.2.1. Introducción

### III.2.1.A. Antecedentes

Los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior de este sector han sido estudiados por numerosos autores desde los años 20. Joly (1923b; 1927) describe los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior en el área de Torrelapaja y Berdejo. Este autor señala la presencia de calizas con braquiópodos y políperos, y por encima calizas oolíticas y brechas a las que asigna una edad desde el Sequaniense al Kimmeridgiense. Sobre estos depósitos señala la presencia de arenas, margas y arcillas a las que asigna una edad del Portlandiense y/o Cretácico. Asimismo, en los depósitos del Cretácico inferior, a los que asigna un origen estuarino, describe la presencia de fósiles de edad Barremiense y Hauteriviense.

Richter (1930) discute los resultados obtenidos por Joly (*op. cit.*) estimando que la atribución al Kimmeridgiense de las capas superiores del Jurásico de Torrelapaja no se apoya en un contenido en fauna suficiente para hacer esta afirmación.

Mensink (1966) describe los afloramientos jurásicos al N y S de Ciria. Este autor data con precisión los depósitos callovienses aunque, al no encontrar datos suficientes, asigna los depósitos marinos suprayacentes, de forma menos categórica, al Oxfordiense inferior.

Bulard (1970; 1972) estudia el Jurásico superior en el área de Ciria y Bijuesca. Este autor describe la presencia en este sector de facies con corales, asignándoles al Oxfordiense inferior en el sector de Bijuesca-Berdejo y al S de Ciria. En estas dos áreas describe por encima de los corales un nivel de brechas, conglomerados, arenas, arcillas y calizas con carófitas que data como Kimmeridgiense. Sin embargo, al N de Ciria, describe dos niveles con corales: el primero del Oxfordiense y el segundo del Kimmeridgiense. Este segundo nivel lo correlaciona lateralmente con las unidades de conglomerados, arenas, arcillas y calizas de la misma edad que encuentra al S de Ciria y en Bijuesca.

Ellenor (1978) realiza un informe para las compañías de petróleo Shell-Campsa sobre el potencial de hidrocarburos de la Cuenca de Almazán. En este informe se describe la presencia de asfaltos en las areniscas del "Albiense" en Torrelapaja que,

según este autor, migraron probablemente durante el Terciario y cuya roca madre podría ser los depósitos lacustres del Pérmico.

Benke *et al.* (1981) y Errenst (1984) hacen sendos estudios estratigráficos y paleogeográficos de las unidades arrecifales del Jurásico superior en la Cordillera Ibérica noroccidental basándose en 50 columnas estratigráficas, entre las que se encuentran los perfiles levantados en Ciria y Bijuesca. Estos autores asignan una edad a estas facies del Kimmeridgiense inferior al Kimmeridgiense medio.

Salomon (1982a; 1982b) estudia en este sector los depósitos siliciclásticos y carbonáticos continentales suprayacentes a la unidad arrecifal a los que incluye en el Grupo Ciria, y a los que asigna al Kimmeridgiense-Potlandiense y Berriasiense basal, respectivamente.

Schudack (1984; 1987) y posteriormente Schudack y Schudack (1988; 1989) hacen un estudio bioestratigráfico, basándose en carófitas, de los depósitos del Jurásico superior-Cretácico inferior que se apoyan sobre los materiales del Jurásico marino en la Cordillera Ibérica septentrional y Sierra de Cameros. Schudack (1987) define en este Sector del Sur del Moncayo la Formación Bijuesca, formada por conglomerados, areniscas y lutitas azoicas, a la que asigna una edad kimmeridgiense-titónico. Por encima define la Formación Ciria, formada fundamentalmente por calizas lacustres, que data, basándose en las carófitas, como Berriasiense. Asimismo, este autor considera que, en este sector, el límite entre el Jurásico marino y los depósitos continentales suprayacentes corresponde a una transición gradual.

Wilde (1988b) y Wilde *et al.* (1988) realizan un estudio estratigráfico y sedimentológico del Jurásico superior en este sector asignando a la unidad arrecifal una edad del Kimmeridgiense inferior. Asimismo consideran que el tránsito entre esta unidad y el *Weald* suprayacente se realiza de una forma gradual a través de lo que ellos denominan "Calizas de algas".

Alonso y Mas (1988b) describen por primera vez la presencia de depósitos aptienses de origen marino, lo que obliga a modificar la posición de la línea de

costa durante el Aptiense. Asimismo definen para el Cretácico inferior de este sector tres secuencias deposicionales. La primera incluye a las formaciones Ciria y Bijuesca, a las que asignan una edad, basándose en las dataciones de Salomon (1982a; 1982b) y Schudack (*op. cit.*), Kimmeridgiense-Berriasiense. La segunda Secuencia Depositional, tendría una edad Aptiense inferior, y la tercera, una edad posible Aptiense superior-Albiense inferior. Alonso y Mas (1990) realizan un estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de las Fms. Aldealpozo y Torrecilla en Cameros describiendo además la naturaleza de las discontinuidades existentes a base y a techo de ambas unidades.

Errenst (1990; 1991) realiza un estudio bioestratigráfico, paleogeográfico y de las facies de la unidad arrecifal de la Cordillera Ibérica noroccidental basándose en el estudio de los corales, destacando la abundancia en todo el sector de colonias planas de corales del género *Microsolena* hacia la base de la unidad. Además, data esta unidad en todo el sector de Cameros-Madero como Kimmeridgiense inferior. Wnendt-Juber (1990), por su parte, realiza el estudio bioestratigráfico en función de los foraminíferos y algas calcáreas de esta unidad en el mismo sector.

Aurell (1990b) considera que la sedimentación de la Formación Bijuesca, correspondiente al depósito de abanicos aluviales, debió comenzar al menos, a partir del Titónico. Esta afirmación se basa en los datos bioestratigráficos obtenidos en la Formación suprayacente de Ciria por Schudack (1987) y Martín-Closas (1990), para la que dan una edad berriasiense inferior y medio, así como en la correlación de los procesos tectónicos que dieron lugar a la reestructuración de la Cuenca Ibérica en este sector durante el Titónico inferior.

Bádenas (1997) define dos secuencias deposicionales para el Kimmeridgiense de la Cordillera Ibérica, considerando que en la mayor parte del Estrecho de Soria sólo está representada la primera Secuencia Depositional (Kimmeridgiense-1). Bádenas (1999b) no descarta la posibilidad de que en las zonas más surorientales del Estrecho de Soria, correspondientes a este sector, el techo de la unidad arrecifal corresponda a la segunda Secuencia Depositional (Kimmeridgiense-2).

Por último Benito *et al.* (en prensa) realizan el estudio diagenético de la unidad arrecifal en este sector, reconociendo al menos tres episodios distintos de diagénesis meteórica ocurridos previamente al depósito de la Formación Bijuesca, de edad titónico-berriasiense.

### III.2.1.B. Contexto geográfico y geológico del área

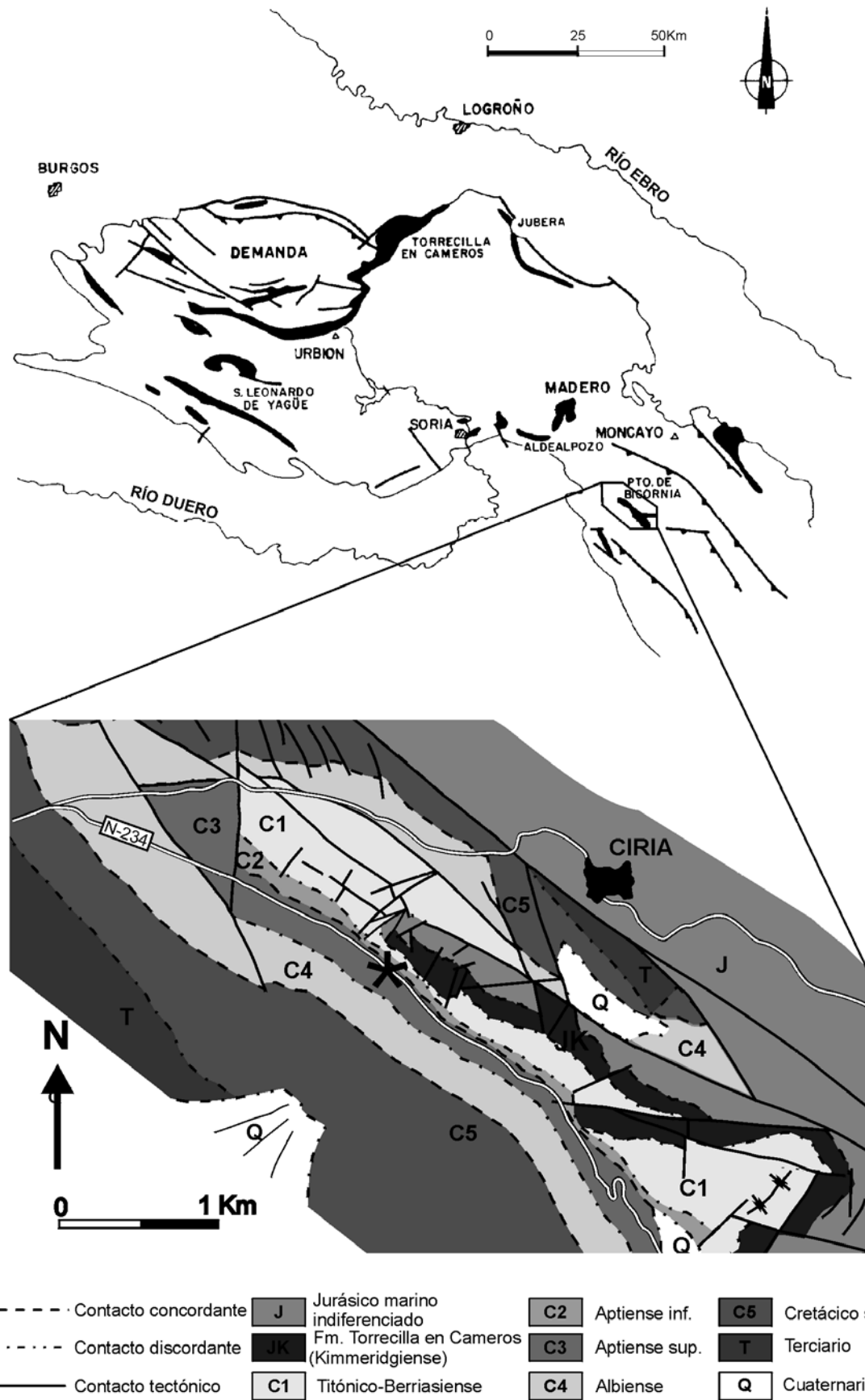
El lugar elegido para el estudio de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector se encuentra en el Puerto de Bigornia, situado en la provincia de Soria, muy cerca de su límite con la de Zaragoza (Figs. 1.2.1; 3.2.1.1). En concreto, el estudio de la unidad arrecifal en este sector se ha llevado a cabo en un afloramiento situado en un barranco que se encuentra a unos 200 metros del margen noreste de la carretera N-234 muy cerca del punto kilométrico 303 (Figs. 3.2.1.1; 3.2.1.2).

En este área afloran materiales fundamentalmente mesozoicos, desde el Jurásico al Cretácico superior que se encuentran muy tectonizados (Fig. 3.2.1.1).

En este sector el Jurásico superior comienza con la sedimentación de la Secuencia Depositional Oxfordiense medio-superior que corresponde a la Formación Aldealpozo (Alonso y Mas, 1990). Esta unidad está formada hacia la base por calizas arenosas, bioclásticas y oolíticas de color ocre, con estratificación cruzada y hacia el techo por calizas *wackestone* y *mudstone* que presentan brechificación a techo. Estos depósitos se disponen en secuencias de somerización arenosas y fangosas, de acuerdo a la terminología de James (1979), que se depositaron en una plataforma carbonática somera abierta hacia el N-NO, en un ambiente de *lagoon*-llanura de marea (Alonso y Mas, 1990).

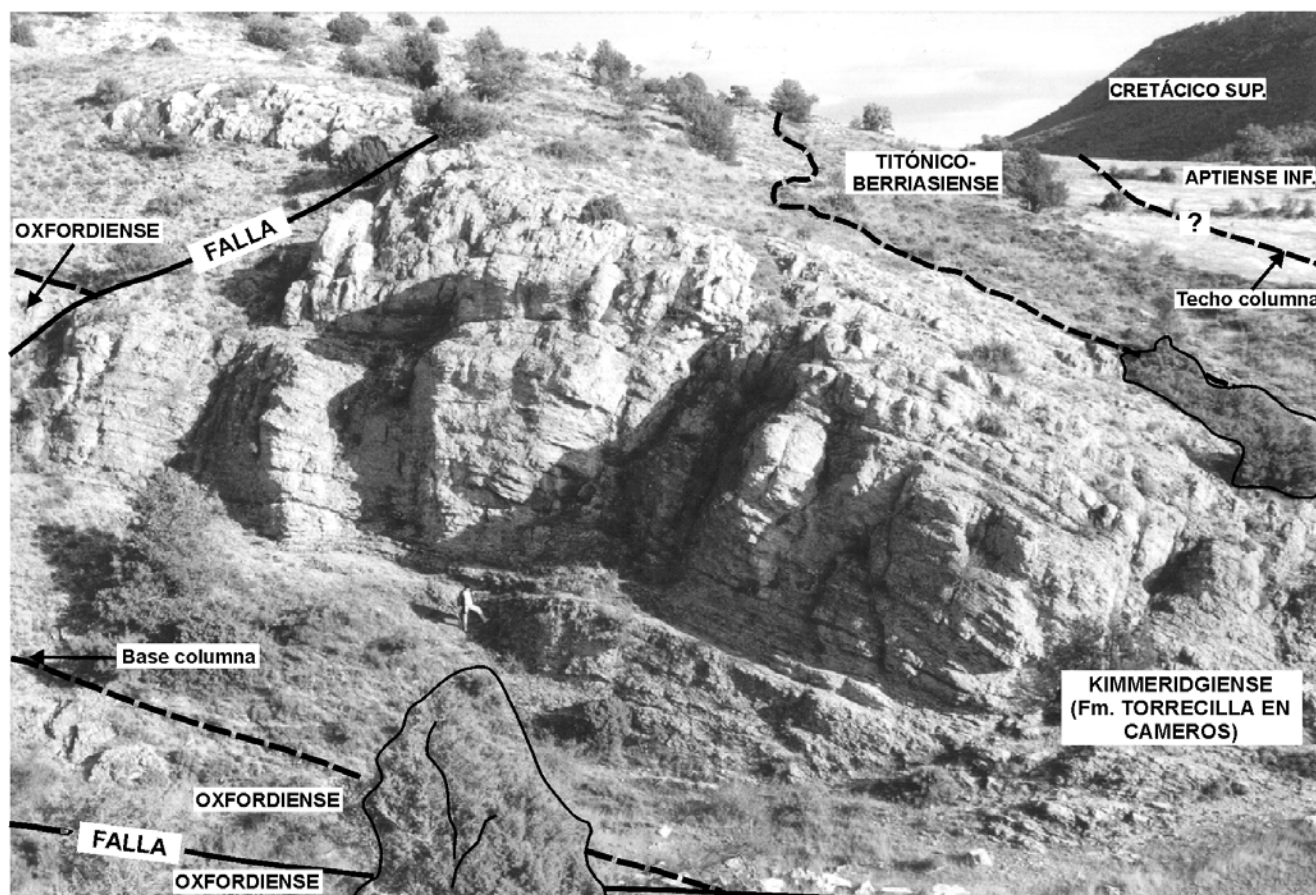
Por encima y tras una superficie de brechificación se encuentra la Fm. Torrecilla en Cameros que ha sido datada, con ammonites y corales, como Kimmeridgiense inferior (Benke *et al.*, 1981; Conze *et al.*, 1984; Errenst, 1990; 1991). En los complejos arrecifales de esta unidad se puede observar una gradación desde las facies de talud a las de núcleo arrecifal, si bien en conjunto predominó la acreción vertical sobre la progradación (Alonso y Mas, 1990). Este predominio de la acreción vertical se produjo gracias a la tendencia subsidente de la plataforma carbonática en la que se desarrollaron estos arrecifes y al eustatismo positivo durante el Kimmeridgiense (Alonso y Mas, 1990). En cuanto a la Estratigrafía Secuencial, en este sector, la Fm. Torrecilla en Cameros correspondería a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997) si bien, como se apuntó en el apartado anterior, Bádenas (1999b) no descarta la posibilidad de que la parte superior de la unidad en este sector corresponda a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-2.

Sobre esta unidad, así como sobre las calizas pertenecientes a la Fm. oxfordiense Aldealpozo se sitúan los depósitos continentales del “*Weald*” que,



*Fig. 3.2.1.1 Situación geográfica y esquema geológico del área estudiada en el Sector del Sur del Moncayo (modificada de Alonso y Mas, 1988b). \* Situación del afloramiento estudiado en este sector.*





**Fig. 3.2.1.2.** Vista general del afloramiento de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Puerto de Bigornia. En la fotografía se han trazado sus límites superior e inferior, así como el resto de unidades estratigráficas existentes en este sector.

en este sector, fosilizan fracturas importantes que afectan a las unidades del Jurásico marino, ya karstificado y parcialmente erosionado. El salto de estas fallas, que dio lugar a la formación de semigrábenes, pudo llegar incluso a los 400 m, como lo demuestra el hecho de que la potencia de estos materiales continentales puede variar de 20 a 400 m, en una distancia de alrededor de 3 Km (Alonso y Mas, 1988b; 1990) (Figs. 3.2.1.1; 3.2.1.3A, B). Estos depósitos continentales, pertenecientes a la Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense (Aurell, 1990b), están constituidos por las formaciones Bijuesca y Ciria que están relacionadas genéticamente. La Fm. Bijuesca está formada por conglomerados de cantos de caliza pertenecientes, principalmente, al Jurásico marino, areniscas y lutitas, que se depositaron en un sistema de abanicos aluviales relacionados con el sistema de fracturas previamente descritas (Alonso y Mas, 1988b). La Fm. Ciria está formada fundamentalmente por calizas lacustres y palustres, con abundantes carófitas, que son expansivas respecto a las de la Fm. Bijuesca (Alonso y Mas, *op. cit.*).

Tras otro periodo de fracturación en bloques, basculamiento de los mismos y arrasamiento del relieve, se produjo un episodio de sedimentación de

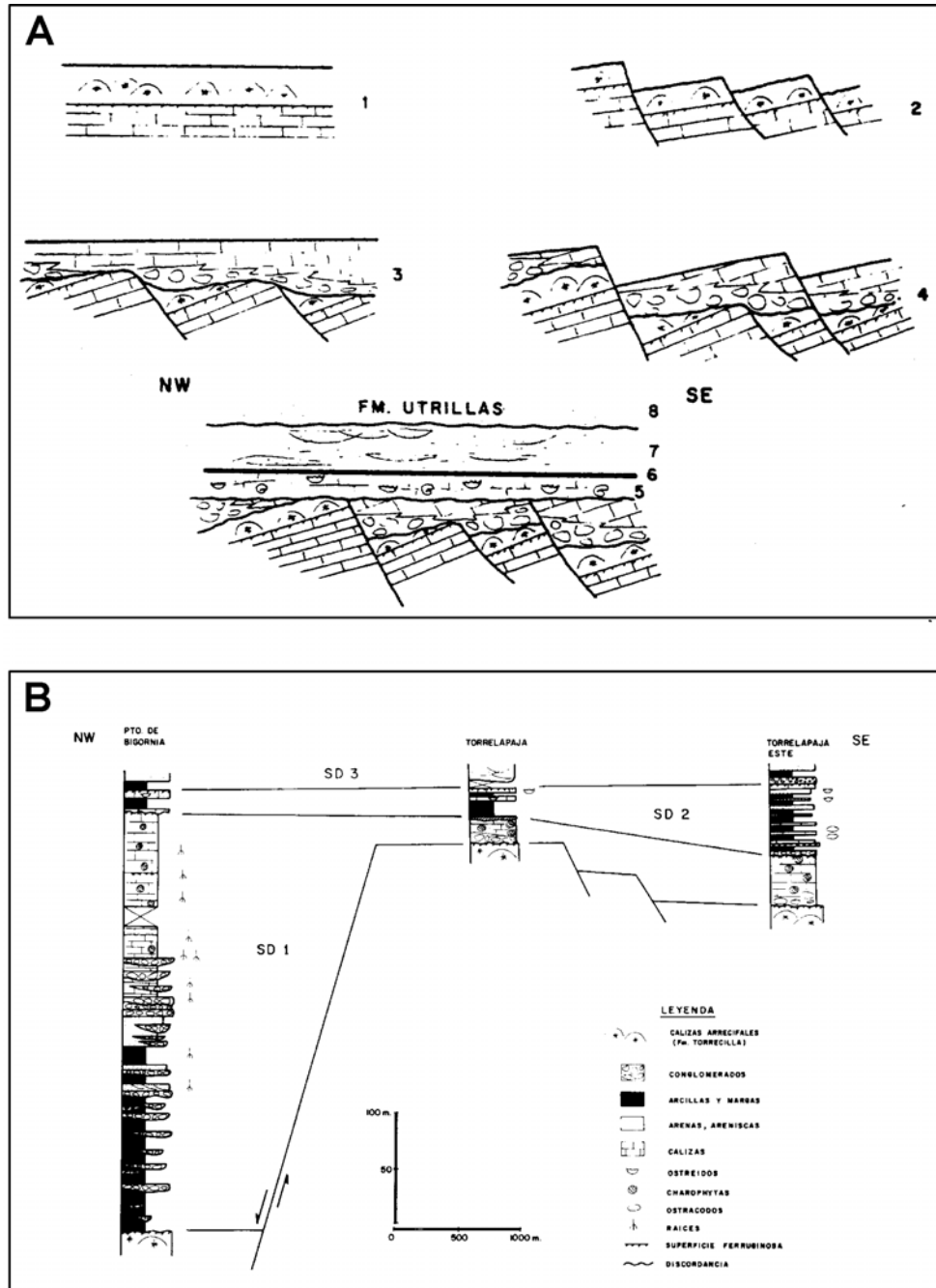
carácter marino (Alonso y Mas, 1988b) (Fig. 3.2.1.3a). Estos depósitos, formados por areniscas finas calcáreas muy bioclásticas con abundantes ostreidos y glauconita, se depositaron en un ambiente de plataforma marina muy somera durante la transgresión que, en toda la Cordillera Ibérica, tuvo lugar durante el Aptiense inferior. Esta unidad, cuya potencia máxima alcanza los 10-15 m, sería equivalente al Miembro Malacara definido por Vilas *et al.* (1982) (Alonso y Mas, 1988b). Tras una interrupción en la sedimentación, durante la cual se desarrolló una costra ferruginosa, se depositó un conjunto de arenas medias y finas homométricas y arcillas con niveles carbonosos (Fig. 3.2.1.3a). Alonso y Mas (*op. cit.*) consideran a esta unidad, de edad probable Aptiense superior-Albiense inferior, como posible equivalente de la Fm. Escucha de Aguilar *et al.* (1971). En algunos niveles de esta unidad se ha descrito la presencia de hidrocarburos asfálticos (Ellenor, 1978).

Por encima, y de manera discordante, se produjo la sedimentación del Megaciclo superior del Cretácico (Albiense superior-Maastrichtiense) (Fig. 3.2.1.3A) que, como en gran parte de la Cuenca Ibérica, comienza con las arenas, conglomerados y arcillas pertenecientes a la Formación Utrillas y

finaliza con la sedimentación de calizas y dolomías (Alonso *et al.*, 1993).

Durante el Terciario tuvo lugar la compresión alpina que en este sector dio lugar a la formación de numerosos pliegues y fallas inversas, que en algunos casos corresponden a fallas extensionales mesozoicas

“rejugadas” durante la etapa de compresión (Dr. Ramón Mas, comunicación personal). Estos movimientos dieron lugar a la formación de cuencas terciarias, en algunos casos muy subsidentes, como la adyacente Cuenca de Almazán.



**Fig. 3.2.1.3 A** Etapas evolutivas del Jurásico superior y del Cretácico inferior en la región de Ciria. 1. Sedimentación del Jurásico superior marino. 2. Emersión, karstificación y fracturación en bloques. 3. Sedimentación de la Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense (Fms. Bijuesca y Ciria). 4. Nueva etapa de fracturación en bloques. 5. Transgresión del Aptiense. 6. Interrupción sedimentaria y costra ferruginosa. 7. Sedimentación de la unidad aptiense equivalente a la Formación Escucha. 8. Sedimentación de la Fm. Utrillas (tomada de Alonso y Mas, 1988b). **B.** Variaciones de espesor de las Fms. Bijuesca y Ciria (Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense), asociadas a la formación de fallas extensionales, en el Puerto de Bigornia. SD1: Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense; SD2: Secuencia Depositional Aptiense inferior; SD3: Secuencia Depositional Aptiense superior-Albiense inferior (tomada de Alonso y Mas, 1990).



## III.2.2. Estratigrafía y sedimentología

### III.2.2.A. Columna estratigráfica del Puerto de Bigornia (Fig. 3.2.2.1)

Hoja N° 380 (Borobia) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada en un afloramiento situado en un pequeño barranco que se encuentra a unos 200 metros de la carretera N-234, muy cerca del punto kilométrico 303, al que se accede por un pequeño camino que, desde esta carretera, sale en dirección N-NE (Figs. 3.2.1.1; 3.2.1.2).

**Espesor total:** 55m, de los cuales 29 m corresponden al espesor total de la Fm. Torrecilla en Cameros.

**Base:** Latitud: 41° 36' 54'' N

Longitud: 1° 58' 54'' O

La base de esta columna corresponde con el límite entre la Fm. oxfordiense Aldealpozo y la Fm. arrecifal kimmeridgiense Torrecilla en Cameros. Cabe señalar que en parte de este afloramiento el contacto entre ambas unidades es de origen tectónico y corresponde a una falla (Fig. 3.2.1.2).

**Techo:** Latitud: 41° 36' 52'' N

Longitud: 1° 58' 56'' O

El techo de la columna estratigráfica coincide con un tramo cubierto donde se encuentra el contacto entre el techo de la unidad titónico-berriasiense (Fm. Ciria) y las calizas arenosas del Miembro Malacara del Aptiense inferior (Fig. 3.2.1.2).

La columna estratigráfica comienza con una brecha calcárea formada por cantos irregulares y angulosos, de hasta 5 cm de diámetro, de caliza *mudstone* de color ocre empastados en una matriz de naturaleza carbonática.

Tras esta brecha hay un tramo semicubierto de calizas *packstone* de espículas de esponjas y peloides. También se han reconocido en estos niveles

foraminíferos bentónicos textulariinos y fragmentos de braquiópodos terebratulidos, equinodermos y moluscos.

Por encima se encuentra un conjunto de rocas, correspondientes a los tramos 2, 3 y 4 de la columna estratigráfica, formado por una alternancia no rítmica de calizas de aspecto masivo de 20 a 70 cm de espesor y morfología lenticular, y calizas de aspecto laminar que se van haciendo más abundantes hacia el techo. Los tramos masivos están formados por calizas *floatstone* de braquiópodos terebratulidos, corales coloniales fasciculados y masivos con matriz *packstone* de fragmentos de fósiles disueltos no identificables, peloides, espículas de esponjas, foraminíferos bentónicos textulariinos y lageninos, placas y espinas de equinodermos, algún artejo de crinoide, pellets fecales y fragmentos de coral, braquiópodos y serpulidos.

Los tramos de aspecto laminar están formados por calizas bioconstruidas por corales masivos laminares, y algunos planos, de 0.4 a 2 cm de espesor, separadas por niveles de espesor milimétrico a centimétrico de calizas *floatstone*, similares a las descritas anteriormente, aunque en este caso la matriz del *floatstone* suele estar formada por un *wackestone* o *wackestone-packstone*. Estas colonias laminares suelen crecer sobre colonias de serpulidos y suelen estar muy bioturbadas.

Entre los corales fasciculados hemos podido identificar *Thecosmilia* y *Stylosmilia* y entre los masivos de morfología plana y laminar *Microsolena*, *Clausastraea* y *Pseudocoenia*.

El siguiente conjunto, correspondiente a los tramos 5 y 6, está formado por calizas de aspecto laminar entre las que se observan algunos cuerpos de 30 cm de espesor de morfología lenticular, formados internamente por calizas de aspecto masivo, que van siendo menos abundantes hacia el techo. Los niveles laminares están formados por calizas *sheetstone* y sobre todo *platestone* de corales masivos laminares y planos, respectivamente, de 1 a 4 cm de espesor, comúnmente bioturbados en la parte superior. Entre estas colonias se encuentran niveles de espesor centimétrico de calizas *floatstone* de corales masivos y fasciculados y matriz *packstone* con fragmentos de



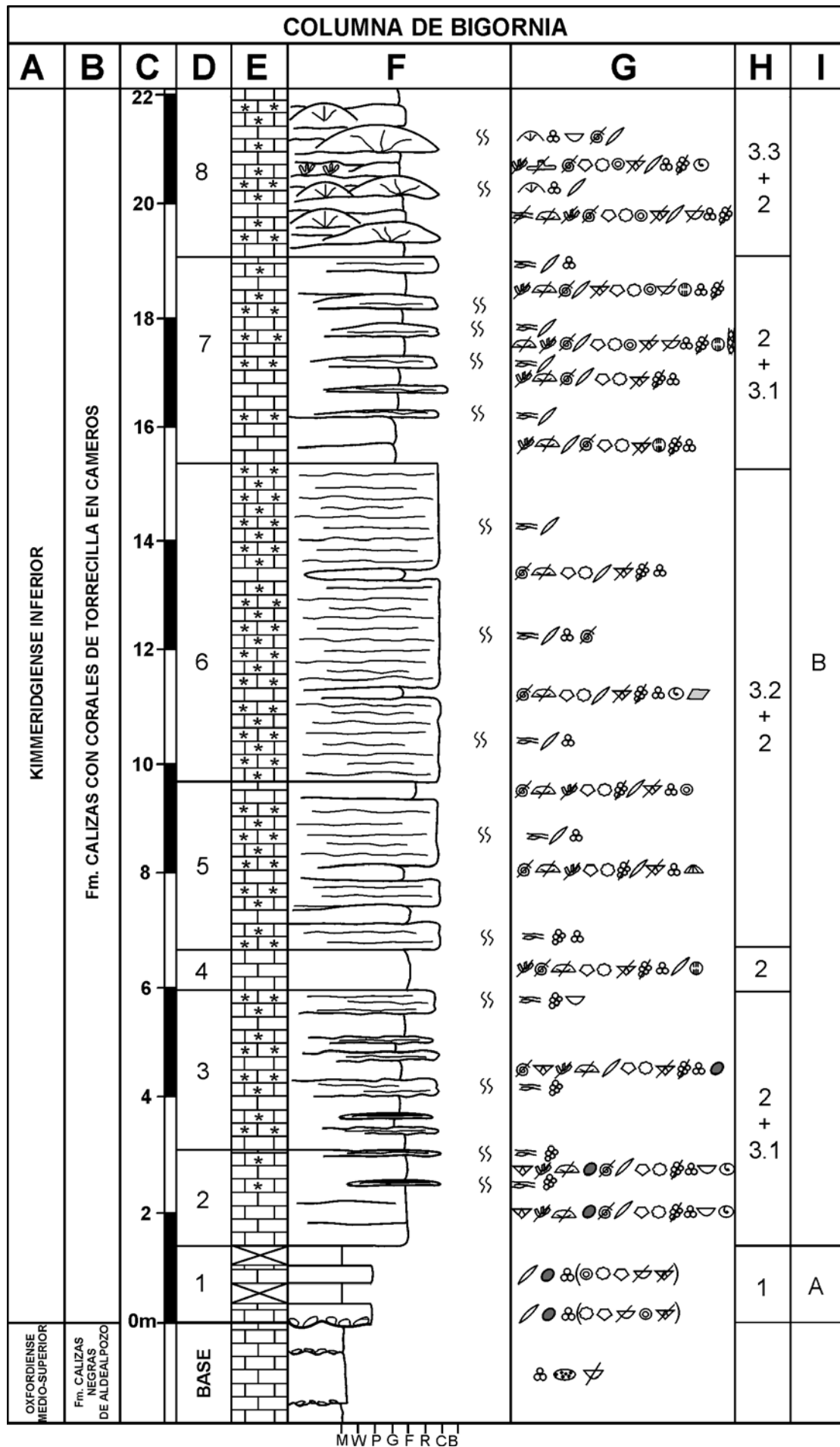


Fig. 3.2.2.1. Columna estratigráfica del Puerto de Bigornia (continúa).

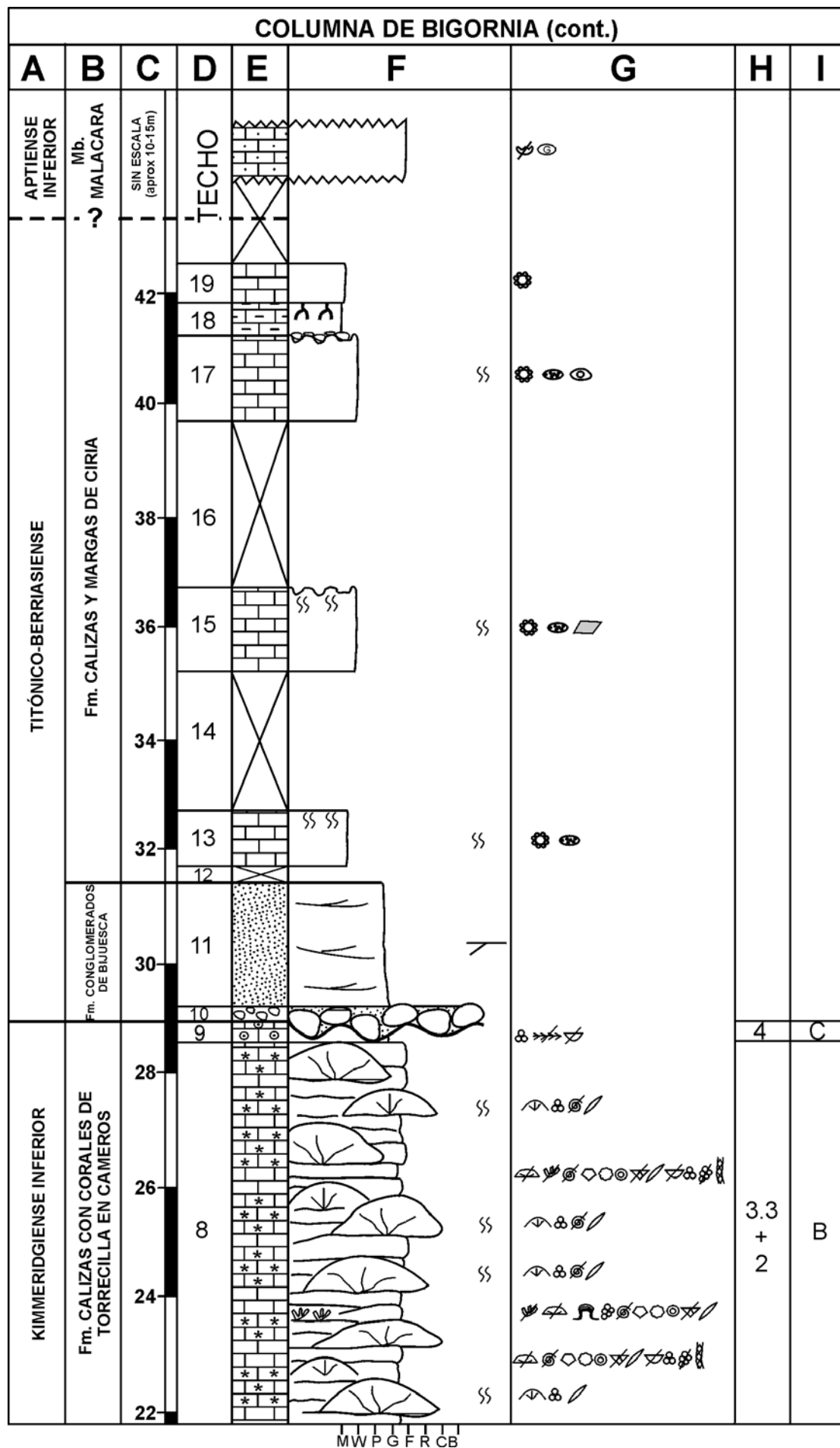


Fig. 3.2.2.1. Columna estratigráfica del Puerto de Bigornia (continuación y final).

fósiles disueltos no identificables, placas y espinas gruesas de equinodermos, foraminíferos bentónicos lageninos, espículas de esponjas, serpúlidos, braquiópodos terebratulidos y rinchonélidos, intraclastos y algún gasterópodo. Los niveles de morfología externa lenticular, e internamente masivos, están también constituidos por este mismo tipo de calizas *floatstone* de matriz *packstone* a su vez muy similares a los de los tramos 2 y 3 y 4.

Entre los corales laminares y planos se ha identificado *Microsolena* como género más abundante y también *Clausastraea* e *Isastraea*. Entre los fasciculados se ha reconocido *Thecosmilia*.

Por encima se encuentra un conjunto de calizas de aspecto masivo, y en menor medida de aspecto laminar, que corresponde al tramo 7 de la columna estratigráfica. Los niveles masivos están formados por calizas *floatstone* de corales coloniales fasciculados y masivos con matriz *wackestone* a *packstone* de fragmentos de fósiles disueltos e irreconocibles, espículas de esponjas, placas y espinas de equinodermos, algunos artejos de crinoides, foraminíferos bentónicos, pellets fecales y fragmentos de braquiópodos, serpúlidos y de bivalvos inoceramidos y pectínidos. Hacia el techo los corales fasciculados presentan incrustaciones micríticas, de serpúlidos y de briozoos. Los niveles laminares, que son más abundantes hacia el techo del tramo, están formados por calizas *sheetstone* de corales laminares, de espesor menor a 1 cm, bioturbadas, y entre las que se encuentran niveles de espesor centimétrico de calizas *floatstone* similares a las descritas en el párrafo anterior.

Los corales que han sido identificados en este tramo son *Stylosmilia* y en menor medida, *Thecosmilia*, entre los corales fasciculados, y *Microsolena*, entre los laminares. Los organismos incrustantes que han podido ser identificadas son *Lithocodium* y *Bacinella irregularis*.

A este tramo le sigue un conjunto de calizas de aspecto masivo, aunque estratificado, correspondiente al tramo 8 de la columna. Este tramo está formado por calizas *platestone-domestone* constituidas por colonias de corales masivos de morfología plana a cómica de al menos 6 cm de espesor, que alternan vertical y lateralmente con calizas de origen alóctono. Estas calizas alóctonas corresponden a *floatstone* de corales masivos y fasciculados en una matriz *packstone* de fragmentos de fósiles disueltos e irreconocibles, placas y espinas de equinodermos, artejos, a veces muy gruesos, de crinoides, espículas de esponjas, foraminíferos bentónicos textulariinos y lageninos, y gasterópodos y fragmentos de braquiópodos terebratulidos, bivalvos y serpúlidos

que se encuentran en muchos casos parcialmente micritizados. Los corales fasciculados, y también alguno de tipo masivo, pueden estar incrustados por *Bacinella irregularis*, *Lithocodium* y briozoos.

Entre los corales masivos de morfología plana y cómica se ha reconocido *Microsolena* y *Clausastraea*, y entre los fasciculados *Stylosmilia* y *Thecosmilia*.

Sobre este tramo se encuentra un nivel de calizas oolíticas de escasa continuidad lateral que corresponde al tramo 9 de la columna. Este nivel está constituido por un *grainstone* bien seleccionado de oolitos de hasta 5 mm de diámetro con las envueltas micríticas o totalmente micríticas (Tipo 1 de Strasser, 1986). El núcleo de estos oolitos lo forman en su mayor parte granos de cuarzo, alrededor de los cuales las envueltas oolíticas son muy finas, aunque también se han observado peloides, foraminíferos bentónicos textulariinos y fragmentos de algas verdes dasicladáceas en el núcleo de los oolitos.

Con este tramo termina la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros.

Sobre esta unidad arrecifal se apoya un conglomerado formado por cantos y bloques subredondeados, de hasta 50 cm de diámetro, de calizas con corales y matriz cuarzoarenítica de grano medio a grueso que constituye la base de la Formación Bijuesca. Sobre este conglomerado se sitúa un nivel de cuarzoarenitas de granos angulosos a subangulosos de tamaño medio con estratificación cruzada con el que termina la sedimentación de esta unidad.

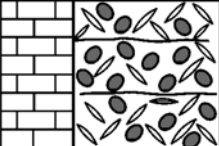
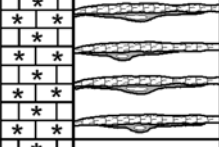
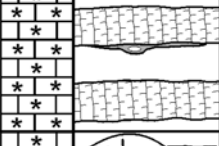

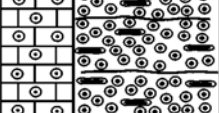
El siguiente conjunto, parcialmente cubierto, corresponde a la Fm. Ciria y está formado por calizas *mudstone* a *wackestone-packstone*, en ocasiones algo arenosas, y algún nivel de calizas margosas, con carófitas, ostrácodos, algunos oncolitos (de diámetro menor a un centímetro) e intraclastos. El techo de estos paquetes de caliza se encuentra edafizado y/o brechificado.

El techo de la columna corresponde a un amplio tramo cubierto en el que se ha encontrado algún nivel de calizas arenosas con abundantes ostreidos y glauconita del Miembro Malacara del Aptiense inferior.

### **III.2.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros**

En este apartado se describirán las asociaciones de facies que han sido establecidas para esta Formación, cada una de las cuales está formada por uno o varios



FACIES		DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN	ASOCI. FACIES
1		Calizas <i>packstone</i> de espículas de esponjas silíceas y peloides. En menor proporción foraminíferos bentónicos, equinodermos y fragmentos de bivalvo y braquiópodos.	Depósitos de tormenta. Rampa media-externa	A
2		Calizas <i>floatstone</i> de corales con matriz <i>packstone</i> de fragmentos de coral, braquiópodos, equinodermos, serpulidos, moluscos, espículas de esponja y foraminíferos bentónicos.	Facies de destrucción del arrecife. Depósitos de tormenta. Rampa media y media-interna.	
3	3.1 	Calizas esencialmente bioconstruidas por corales laminares ( <i>sheetstone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media	B
	3.2 	Calizas esencialmente bioconstruidas por corales planos ( <i>platestone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media	
	3.3 	Calizas esencialmente bioconstruidas por corales de morfología cómica ( <i>domestone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media-interna.	
4		<i>Grainstone</i> oolítico formado por oolitos micríticos o con las envueltas micríticas. Abundantes núcleos de cuarzo y también de foraminíferos bentónicos, peloides y algas verdes dasicladáceas.	Barras oolíticas submareales. Rampa interna.	C

**Fig. 3.2.2.2.** Resumen esquemático de los distintos tipos de facies, y asociaciones de facies a las que pertenecen, observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo.

tipos de facies distintos, resumidos en la Fig. 3.2.2.2. Aunque el esquema que se ha utilizado para la ejecución de este apartado ha sido primero el de la descripción e interpretación de las facies y posteriormente su agrupación en las distintas asociaciones de facies, para no resultar repetitivos, se ha optado por definir en primer lugar los distintos tipos de asociaciones y luego describir las facies que las componen.

### III.2.2.B.1. Asociación de facies A. Depósitos de tormenta medios-distales

Esta asociación se encuentra, parcialmente cubierta, en la base de la unidad (tramo 1) por encima de la brecha que separa esta unidad de la Fm. Aldealpozo, infrayacente, y está formada por un único tipo de facies:

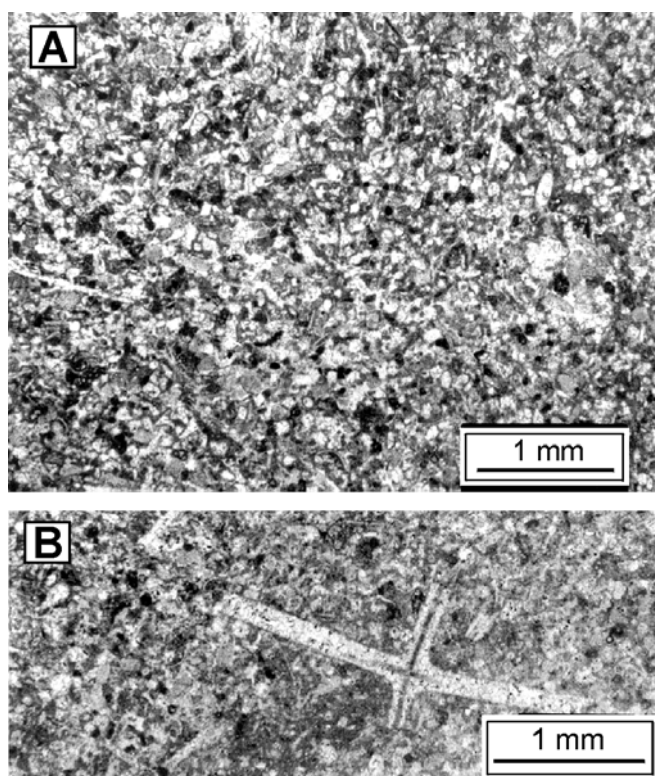
#### III.2.2.B.1.a. Facies 1. Packstone de espículas de esponjas y peloides (Fig. 3.2.2.3)

##### Descripción

Esta facies está constituida por un *packstone*, medianamente seleccionado y con las partículas no

orientadas en una dirección preferente, de espículas de esponjas, peloides y, en menor medida, foraminíferos bentónicos, placas y espinas de equinodermos, algún artejo de crinoide; fragmentos de fósiles disueltos no reconocibles, bivalvos inocerámidos, braquiópodos terebratulidos y algunos granos de cuarzo subangulosos de tamaño arena fina.

Los peloides generalmente tienen un tamaño de 50 a 150  $\mu\text{m}$  y, aunque son redondeados, presentan formas irregulares. Las espículas de esponjas son, junto con los peloides, las partículas más abundantes y corresponden a microescleras y macroescleras, en su mayoría monoaxonas, que se encuentran fragmentadas cuando son de mayor tamaño. En algunas de estas espículas, actualmente disueltas, se ha observado un canal central relleno de micrita que indica su composición silíceas original (Fig. 3.2.2.3B). Los foraminíferos bentónicos textulariinos son también de pequeño tamaño (hasta 200  $\mu\text{m}$ ) y presentan un crecimiento generalmente trocoespiral. El tamaño, tanto de las placas como de las espinas de equinodermos y artejos de crinoides, puede llegar a ser de 1 centímetro, aunque comúnmente presentan un tamaño menor a 1 mm. La matriz es micrítica, aunque se encuentra parcialmente recrystalizada.



**Fig. 3.2.2.3.** *A. Ejemplo de Facies 1: Packstone de espículas de esponjas y peloides. B. Megaesclera originalmente silíceas en la Facies 1. Obsérvese el relleno micrítico del canal interno introducido una vez rota la espícula.*

#### Interpretación

Los depósitos alóctonos con abundantes espículas de esponjas y peloides (facies 2 de Wilson, 1975), han sido comúnmente interpretados como de plataforma abierta y/o ambiente de cuenca (Wilson, *op. cit.*; Leinfelder, 1993). Las partículas peloidales, debido a su tamaño y morfología irregular, pudieron proceder de la micritización de fósiles y/o podrían ser partículas intraclásticas erosionadas y redondeadas durante el transporte de las mismas en un sistema deposicional abierto donde los granos son fácilmente re trabajados (Insalaco *et al.*, 1997).

En nuestro caso el hecho de que las partículas sean de pequeño tamaño, medianamente seleccionadas, y de que las partículas de morfología alargada, como las espículas de esponjas y conchas de bivalvo, no presenten una orientación preferente y se encuentren fragmentadas, sugiere que este tipo de facies corresponden a tempestitas depositadas en un medio de rampa media-externa, en el sentido de Burchette y Wright (1992), por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal e incluso por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo de tormenta.

### **III.2.2.B.2. Asociación de facies B. Sistema arrecifal**

Esta asociación representa más del 90% de la Fm. Torrecilla en Cameros en esta localidad.

Se trata, en conjunto, y como se verá más adelante, de un sistema arrecifal caracterizado por contener un alto volumen (cerca del 50%) de sedimentos de origen alóctono (Facies 2) intercalados entre las facies básicamente bioconstruidas (Facies 3) (Fig. 3.2.2.4). Por otro lado, dentro de las facies bioconstruidas *s.s.*, y encontradas *in situ*, se han podido observar variaciones morfológicas en los corales, relacionadas con la posición estratigráfica en que se encuentran. Por esta razón hemos subdividido la Facies 3 en tres subfacies distintas.

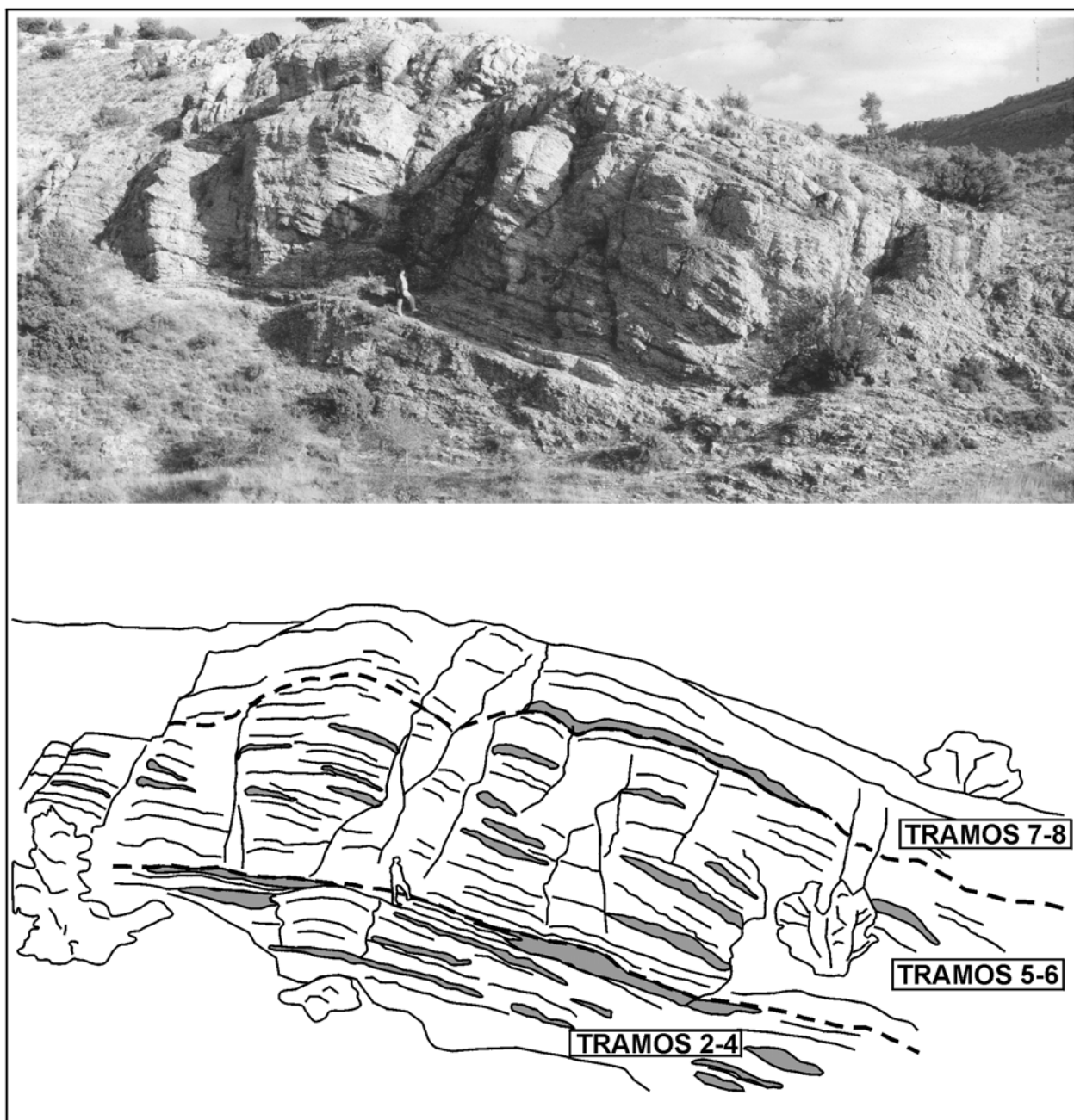
Antes de continuar con la descripción de las facies, conviene señalar, que en muchos casos ha resultado difícil discernir si un nivel en concreto pertenecía a la facies 2 ó 3, ya que el sedimento de origen alóctono aparece intercalado entre cada una de las colonias de coral con distintos espesores (desde milimétrico a métrico). Hemos optado por considerar que un cuerpo de roca pertenece al tipo de facies 2 cuando presenta una morfología externa lenticular, aspecto masivo internamente, espesor decimétrico, y esta constituido en su totalidad por depósitos de origen alóctono. Sin embargo, no ha sido posible observar la morfología lenticular hacia el techo de la unidad, ya que el aspecto del conjunto es masivo. En este caso se han incluido en la Facies 2 los cuerpos de roca de espesor como mínimo decimétrico, formados exclusivamente por sedimento alóctono.

En el resto de los casos el sedimento alóctono, de fábrica similar al anterior, se encuentra intercalado entre las colonias de coral en niveles de hasta pocos centímetros. En este caso, los hemos incluido dentro de las facies bioconstruidas e *in situ* que, en cualquier caso, representan más del 50% del conjunto.

#### **III.2.2.B.2.a. Facies 2. Floatstone de corales en matriz packstone bioclástica** (Fig. 3.2.2.5)

##### Descripción

Este tipo de facies se encuentra generalmente, como ya se ha comentado, en forma de cuerpos de morfología externa lenticular, internamente masivos, de extensión lateral métrica y espesor generalmente decimétrico, intercalados entre las facies bioconstruidas que se describirán en el siguiente apartado (Fig. 3.2.2.4). Estos cuerpos se observan a lo largo de toda la Fm. Torrecilla en Cameros, desde el tramo 2 al 8, si bien son menos abundantes hacia la parte media de la serie. Hacia el techo de la unidad,



**Fig. 3.2.2.4.** Esquema representativo de la estructura interna de la mayor parte de la Formación Torrecilla en Cameros (tramos 2-8) en el que se observa el aspecto laminar, que en conjunto esta unidad. Asimismo se han representado (en color gris) los cuerpos de aspecto masivo y morfología lenticular correspondientes a la Facies 2 reconocibles a escala del afloramiento, y que, como se puede apreciar, son más abundantes y de mayor tamaño en la parte inferior (tramos 2-4) y en la parte superior (tramos 7-8).

donde las calizas presentan en su conjunto un aspecto masivo, este tipo de facies se encuentra intercalado, tanto vertical como lateralmente, entre colonias de coral de morfología dómica.

Internamente está formada por un *floatstone* de corales masivos y fasciculados de matriz *packstone* y menos comúnmente *wackestone-packstone* mal seleccionada, con fragmentos de fósiles irreconocibles, fragmentos de corales, braquiópodos (fundamentalmente terebratulidos), serpúlidos,

espículas de esponjas, placas y espinas de equinodermos, artejos de crinoides, foraminíferos bentónicos textulariinos y lageninos, fragmentos de moluscos bivalvos y gasterópodos y en algunos casos peloides, intraclastos, pellets fecales y fragmentos de briozoos. La matriz es micrítica, a veces de fábrica peloidal no densa como en el tramo 8 (Fig. 3.2.2.6).

Los peloides que se encuentran como componentes del *packstone* son irregulares y alcanzan hasta 200 µm de diámetro. Los pellets

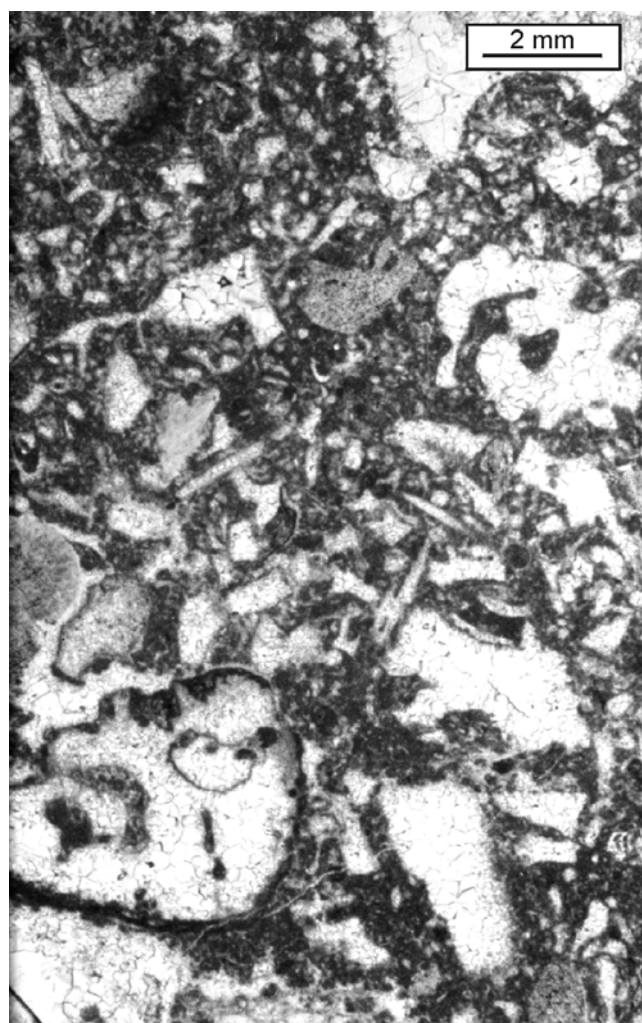


**Fig. 3.2.2.5.** Ejemplo de Facies 2: Floatstone de corales en matriz packstone. En este caso todos los componentes de mayor tamaño corresponden a fragmentos de colonias de corales masivas.

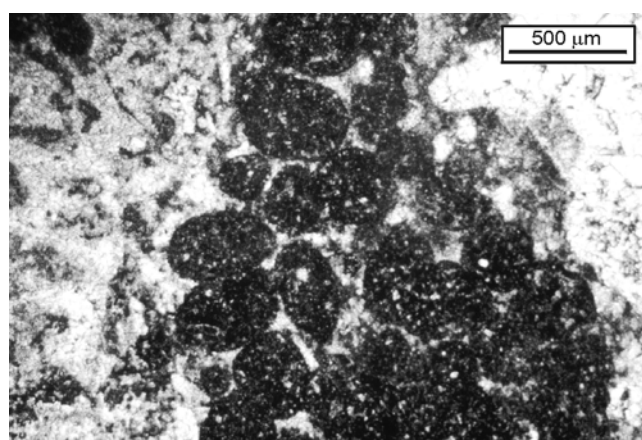
fecales (Fig. 3.2.2.7), por su parte, son perfectamente redondeados, y tienen un tamaño muy homogéneo de 400 a 500  $\mu\text{m}$ .

La mayor parte de los componentes deposicionales, tanto de mayor como de menor tamaño, son generalmente muy irregulares y angulosos y no presentan una orientación preferente, aunque hacia el techo, en la parte superior del tramo 8, algunos fragmentos mayores están algo más redondeados y a veces presentan pequeñas envueltas oncolíticas incipientes (Fig. 3.2.2.6). Los fragmentos de coral, que son los más abundantes, comúnmente pertenecen a formas coloniales masivas thamnasteroides, de morfología laminar a dómica, de corales de tipo microsolénido, si bien en algunos niveles como en los tramos 4 y 7 predominan los fragmentos de colonias de corales fasciculados de formas delicadas (*Stylosmilia*) (Fig. 3.2.2.8) y medias (*Thecosmilia*) (Fig. 3.2.2.9).

La mayor cantidad de braquiópodos, en muchas ocasiones sin fragmentar aunque sin que presenten



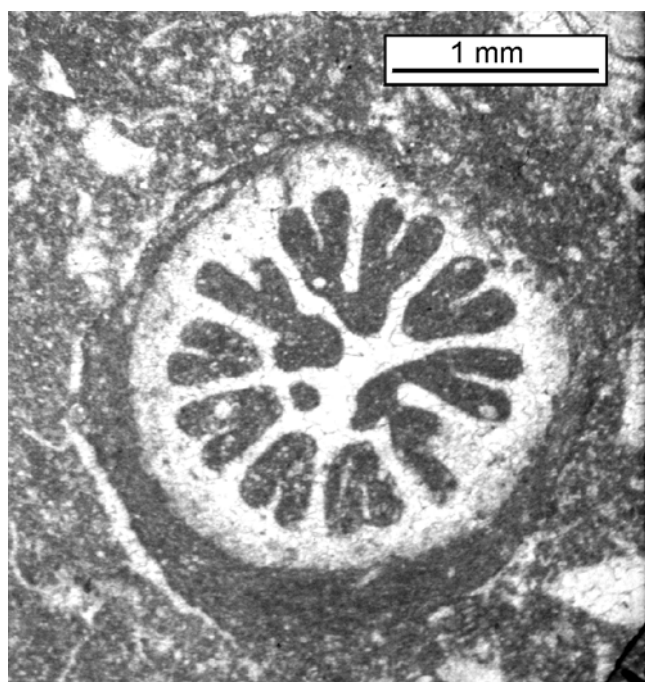
**Fig. 3.2.2.6.** Ejemplo de facies 2: Floatstone de corales en matriz packstone. Obsérvese como en este caso algunos de los fragmentos se encuentran más redondeados que los de la Fig. 3.2.2.5 y presentan envueltas micríticas incipientes. También son abundantes en este caso las espículas de esponjas y la matriz micrítica peloidal.



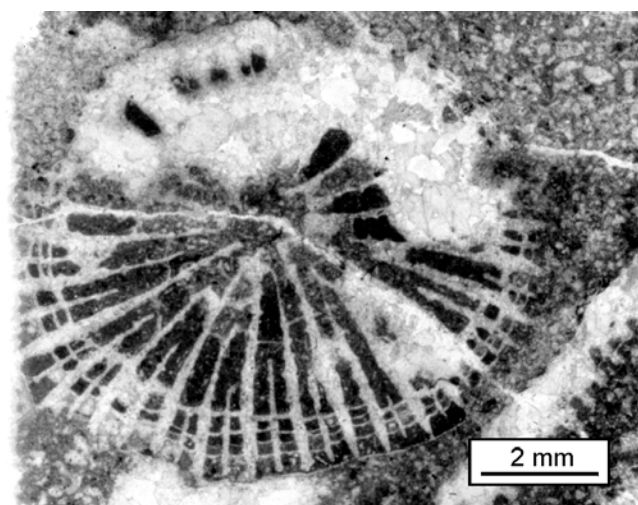
**Fig. 3.2.2.7.** Acumulación de pellets fecales.

una orientación preferente, se ha encontrado hacia la base de la unidad en los tramos 2, sobre todo, y 3. En el resto de los tramos se encuentran más esporádicamente y además fragmentados.

La mayor parte de las placas y espinas de equinodermos, así como los artejos de crinoides son de gran tamaño, habiéndose encontrado espinas de hasta 6 mm de diámetro y artejos de hasta 1.5 cm de diámetro.



**Fig. 3.2.2.8.** Aspecto de coral faceloide del género *Stylosmilia*.



**Fig. 3.2.2.9.** Aspecto de coral faceloide del género *Thecosmilia*.

### Interpretación

El hecho de que este tipo de facies aparezca en forma de cuerpos lenticulares, sin ningún tipo de estructuración interna, intercalados entre las facies bioconstruidas, así como el que las partículas, en su mayor parte fragmentos de corales, sean muy angulosas y estén muy mal seleccionadas y sin orientar, sugiere que estos sedimentos, de destrucción del arrecife, corresponden a depósitos de tormenta sedimentados por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Comúnmente no se han encontrado muestras de retrabajamiento de las partículas. Sin embargo hacia el techo, en el tramo 8, los fragmentos de mayor tamaño, aunque sin orientar y mal seleccionados, son más redondeados y presentan pequeñas envueltas oncolíticas, lo que sugiere que sufrieron un retrabajamiento, probablemente producido por la acción del oleaje en tiempo normal, previamente a su depósito definitivo que, en cualquier caso se produjo, aunque cerca, por debajo de este nivel.

### **III.2.2.B.2.b. Facies 3. Facies esencialmente bioconstruidas por corales**

#### Descripción

Este tipo de facies es, junto con el descrito anteriormente, el más abundante en la Fm. Torrecilla en Cameros, encontrándose desde el tramo 2 al 8. Está constituido por las facies arrecifales *s.s.* en las que la proporción de calizas bioconstruidas *in situ* es mayor que la proporción de calizas alóctonas. Generalmente hacia la base y parte media de la unidad presenta un aspecto laminar (Fig. 3.2.2.4) siendo éste más masivo hacia el techo.

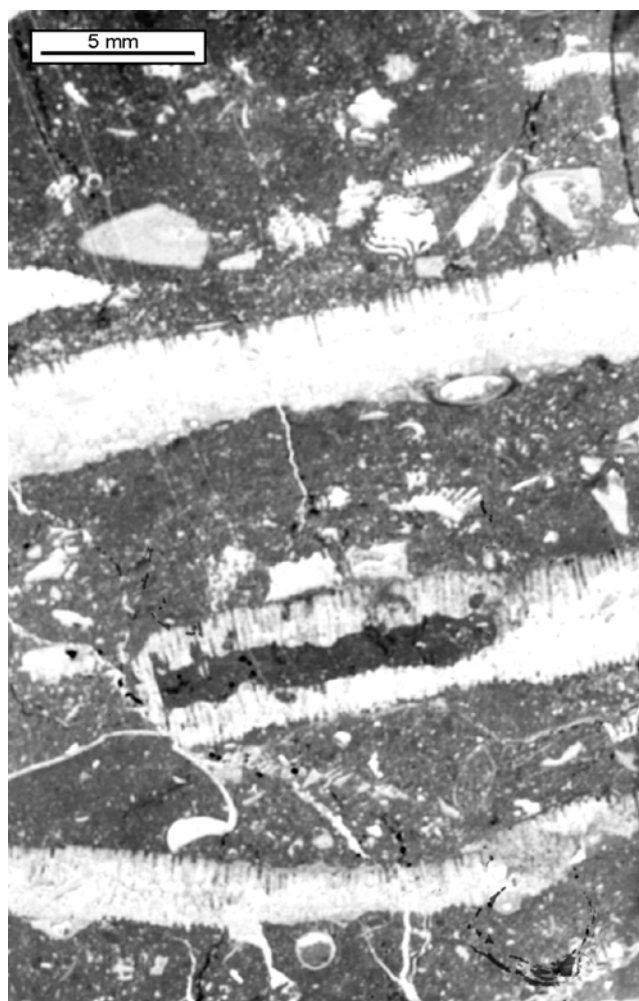


**Fig. 3.2.2.10.** Aspecto de coral masivo del género *Microsolena*.



Los principales bioconstructores de la unidad son los corales masivos microsolénidos, de morfología laminar y plana, sobre todo, y dómica, siendo el género más abundante el de *Microsolena* (Fig. 3.2.2.10). La forma de crecimiento de estas colonias varía a lo largo de la columna. En la parte basal y media-superior de la columna (tramos 2 y 3, por un lado, y 7 por el otro) predominan las colonias laminares de espesor no superior a 1 cm y longitud decimétrica (*Subfacies 3.1: Sheetstone*) (Fig. 3.2.2.11). En la parte media (tramos 5 y 6), donde la proporción de calizas bioconstruidas es mayor, predominan las colonias de morfología plana de espesor centimétrico (comúnmente de 3 a 4 cm) y longitud de decimétrica a métrica (*Subfacies 3.2: Platestone*) (Fig. 3.2.2.12). En la parte superior (tramo 8) predominan las colonias de morfología plana y sobre todo dómica de hasta 20-30 cm de espesor y poca extensión lateral, menor a 1m, (*Subfacies 3.3: Domestone*) que hacia el techo de la columna suelen estar incrustadas por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium* (Fig. 3.2.2.13).

En general las colonias laminares y planas, que suelen crecer sobre colonias de serpúlidos, presentan multitud de perforaciones de tamaños y morfologías variadas (Fig. 3.2.2.12). Estas perforaciones se encuentran a lo largo de toda la colonia, en el caso de las que presentan morfología laminar, y hacia la parte superior de la colonia, en el caso de las planas y dómicas. En el interior de algunas de estas cavidades de bioturbación se han encontrado bivalvos litófagos, aunque la mayor parte de ellas se encuentran rellenas por espículas de esponjas, y a veces foraminíferos bentónicos hialinos y pequeños fragmentos de fósiles, empastados en una matriz micrítica, de fábrica peloidal (Fig. 3.2.2.14). La micrita peloidal también se ha encontrado frecuentemente en el interior de la porosidad primaria de los corales masivos, sobre todo en la parte superior de las colonias (Fig. 3.2.2.15). Esta micrita peloidal está formada por peloides que presentan un diámetro de entre 10 y 60  $\mu\text{m}$ , aunque en la mayoría de los casos varía entre 20 y 40  $\mu\text{m}$  y pueden presentar una posición en estas cavidades tanto geopetal como antigeopetal.



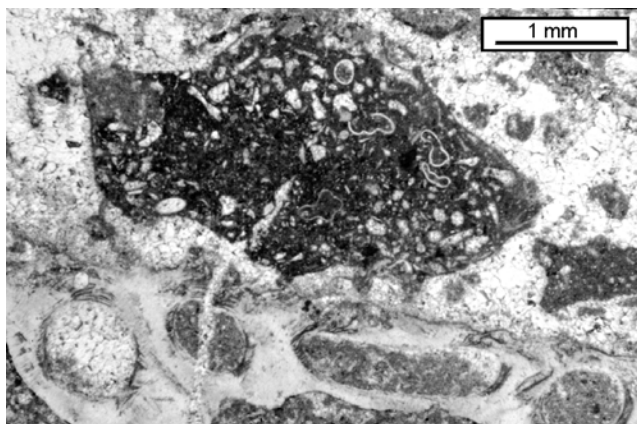
**Fig. 3.2.2.11.** Ejemplo de Subfacies 3.1: Sheetstone formado por colonias laminares de corales masivos. Obsérvese como algunas de las colonias crecen sobre colonias de serpúlidos.



**Fig. 3.2.2.12.** Ejemplo de Subfacies 3.2: Platestone formado por colonias planas de corales masivos que presentan perforaciones en la superficie.



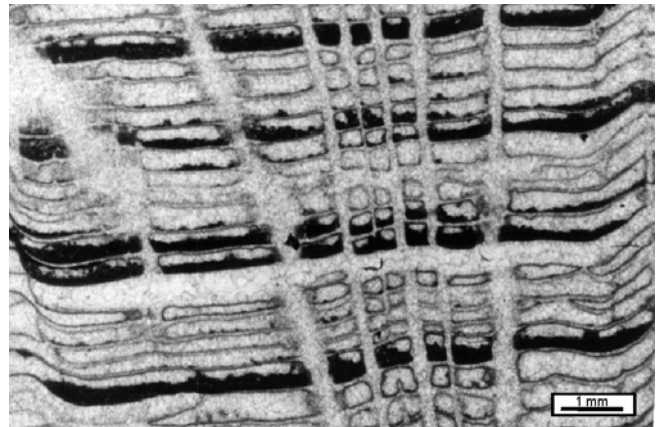
**Fig. 3.2.2.13.** Incrustaciones sucesivas de *Bacinella irregularis* (B) y *Lithocodium* (L) en la pared de un fragmento de coral.



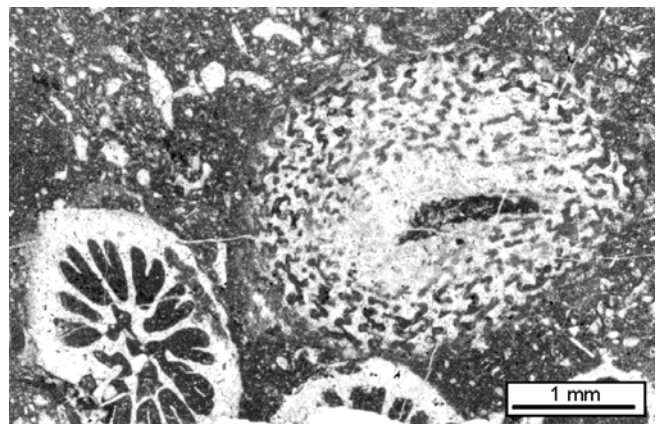
**Fig. 3.2.2.14.** Colonia de coral laminar perforada. En el interior de la cavidad de bioturbación se pueden observar espículas de esponjas y foraminíferos bentónicos. Obsérvese también como el coral crece sobre una colonia de serpulidos.

Las colonias de corales fasciculados muy rara vez se han encontrado *in situ*, generalmente se hallan fragmentadas. Por esta razón no se les

ha asignado un tipo específico de subfacies. Corresponden, por un lado, a formas delicadas (*Stylosmilia*) en las que los coralitos suelen ser menores 3-4 mm de diámetro y están incrustados por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium*, serpulidos y briozoos hacia el techo de la unidad. Estos corales se han encontrado también asociados a corales microsolénidos con formas de crecimiento “pseudoramosas” (Fig. 3.2.2.16). El otro tipo de corales fasciculados, más abundante, presenta un diámetro de coralito mayor, de 1 a 1.5 cm de



**Fig. 3.2.2.15.** Micrita peloidal en el interior de la porosidad growth-framework de un coral masivo (en este caso del género *Clausastraea*).



**Fig. 3.2.2.16.** Coral colonial masivo microsolénido con morfología de crecimiento “pseudoramosa”, junto a un fragmento de coral faceloide del género *Stylosmilia*.

diámetro y corresponde al género *Thecosmilia*.

En cualquiera de los casos entre las colonias de coral se encuentran niveles de tamaño centimétrico formados por *floatstone* de corales masivos y fasciculados de matriz *wackestone* o *wackestone-packstone* de fragmentos de corales, espículas de esponjas, fauna irreconocibles, placas y espinas de equinodermos, artejos de crinoides, algunos foraminíferos bentónicos y fragmentos de braquiópodos, serpulidos, briozoos y pellets fecales,

que comúnmente se encuentran en agrupaciones (Fig. 3.2.2.7). Todos estos componentes se encuentran empastados en una matriz micrítica que en algunos casos, como en el tramo 8, presenta una fábrica peloidal.

### Interpretación

De modo general, los arrecifes de coral se desarrollan actualmente en la plataforma dentro de la zona fótica, que no suele sobrepasar los 80-100m de profundidad, debido a la asociación de estos corales con algas fotosintéticas (zooxantelas) (Tucker y Wright, 1990; James y Bourque, 1992). Con respecto a los arrecifes fósiles, no se puede saber con seguridad si en el pasado los corales escleractinios dependían de la luz de igual modo que en la actualidad. Sin embargo, el hecho de que los corales actuales procedan de los corales del Mesozoico y de que su posición y relaciones estratigráficas con las facies adyacentes sean similares en ambos casos, hace suponer que los corales fósiles se desarrollaron en ambientes muy similares a los actuales y que también dependieron de la luz (por su asociación con las algas) para su desarrollo (James y Bourque, *op. cit.*; Leinfelder, 1993; Insalaco *et al.* 1997).

Tomando en cuenta esta consideración, en nuestro caso, los corales se desarrollaron en una zona de rampa media y/o interna, de salinidad normal, dentro de la zona fótica. La variación morfológica observada en los corales se puede interpretar en términos de los diferentes factores que condicionaron su crecimiento, como la intensidad de luz, profundidad, turbidez, energía del medio, grado de oxigenación y cantidad de nutrientes (James, 1979; Pomar *et al.*, 1985; Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1994; 1996; Insalaco, 1996a; Insalaco *et al.*, 1997).

Los corales de morfología laminar y planar, en muchos de los casos microsolénidos, han sido descritos en varios arrecifes del Jurásico superior, tanto de la Cordillera Ibérica (Errenst, 1990; 1991; Nose, 1995, entre otros), como de Portugal, Inglaterra, Francia, y Alemania (Ali, 1983; Sun y Wright, 1989; Leinfelder, *et al.*, 1994; Insalaco, 1996a, entre otros). Algunos de estos autores (Leinfelder *et al.*, *op. cit.*; Insalaco, *op. cit.*; Insalaco *et al.*, 1997) han relacionado la presencia de este tipo de corales con ambientes de poca luminosidad (debido a la profundidad o a la turbidez de las aguas), baja tasa de sedimentación y baja energía.

Insalaco (1996a.), además, considera que una de las características más importantes que poseen los corales microsolénidos, y que explica su dominio en aguas con poca iluminación, es su microestructura altamente porosa. Esta afirmación se basa en que en

los corales actuales la cantidad de algas simbióticas, que favorecen la tasa de calcificación, decrece al disminuir la intensidad de luz. Así, bajo unas condiciones de baja iluminación, donde la tasa de calcificación estaba muy reducida, fueron los corales de tipo microsolénido, que no tenían que producir un esqueleto densamente calcificado, los que predominaron. Este mismo autor considera que el pequeño espesor de estos corales sugiere que su longevidad era muy baja debido a las condiciones adversas en las que se desarrollaron, calculando, en función de las bandas de crecimiento de los corales, una “esperanza de vida” para los mismos de 17 a 18 años.

En nuestro caso, la interpretación que se le ha dado a los distintos tipos de subfacies, definidas fundamentalmente en función de los distintos tipos de morfología de los corales, es la siguiente:

Subfacies 3.1. Las colonias laminares, de espesor no superior a 1 cm (*sheetstone*), se encuentran sobre todo hacia la base de la unidad y justo por encima de las facies de espiculitas que se han interpretado como de rampa externa. Este tipo de corales suelen crecer sobre colonias de serpulidos que les sirven a los corales como substrato duro sobre el que poder desarrollarse.

Es muy posible que las condiciones ambientales anteriormente descritas (baja tasa de sedimentación, energía y luminosidad) se dieran durante el crecimiento de estas colonias laminares. Por un lado, presentan multitud de cavidades de bioturbación formadas por la acción de organismos perforadores, lo cual se puede considerar como una evidencia directa de ambientes con bajas tasas de sedimentación (Leinfelder, 1993) y muerte prematura de los corales (Insalaco, 1996a). En algunos casos se han encontrado bivalvos litófagos en el interior de estas perforaciones, cuyos bordes se adaptan a la morfología externa de las conchas. Sin embargo en la mayor parte de los casos estas cavidades se encuentran rellenas por espículas de esponjas, y a veces pequeños fragmentos de fósiles disueltos e irreconocibles y foraminíferos bentónicos (Fig. 3.2.2.14), empastados en una matriz micrítica con fábrica peloidal, lo que nos hace suponer que este tipo de perforaciones fueron producidas por esponjas.

Aunque los aspectos relacionados con la fábrica peloidal de la micrita se discutirán más en detalle en las otras dos áreas de estudio, donde son más abundantes, y en el capítulo sobre la diagénesis, cabe señalar que numerosos autores (Marshall, 1983; Chafetz, 1986; Sun y Wright, 1989; Chafetz y Buczynski, 1992; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco,



1996a, entre otros) consideran su formación como producto de la actividad microbiana.

Flügel y Steiger (1981) encuentran también esta asociación de espículas y peloides, interpretándolas como producto de la alteración *postmortem* de las esponjas, organismos, que a su vez se desarrollan generalmente en medios con una baja tasa de sedimentación (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1993a). En cualquier caso, esta tasa de sedimentación no debía ser excesivamente pequeña, como lo pone de manifiesto el hecho de que no se hayan encontrado costras microbianas o algas incrustando a las colonias y que son típicas de ambientes con muy baja tasa de sedimentación (Leinfelder, *op. cit.*; Leinfelder *et al.*, *op. cit.*).

En relación a la energía del medio en el que se desarrolló este tipo de corales, los únicos materiales que pueden interpretarse como de alta energía son, por un lado, las facies alóctonas (*floatstone*) de espesor centimétrico, que se encuentran entre las colonias y, por otro, los depósitos de tormenta lenticulares, de espesor decimétrico y fragmentos angulosos correspondientes a la Facies 2. En el primer caso los depósitos procedieron probablemente tanto de la destrucción del arrecife por organismos perforadores y raspadores (esponjas, bivalvos y equínidos), como a pequeños episodios de desmantelamiento del arrecife por efecto de las tormentas. En los casos, más comunes, en los que este sedimento alóctono está formado por un *floatstone* de matriz *packstone* es difícil argumentar uno u otro origen, ya que en ambos casos el resultado final podría ser el mismo. Sin embargo, la primera opción resulta más plausible cuando este sedimento está formado por un *floatstone* de matriz *wackestone* donde la cantidad de matriz micrítica es mayor.

De cualquier manera, en ninguno de los dos casos se ha observado un retrabajamiento de los fragmentos por acción del oleaje o estructuras tractivas, por lo que suponemos que este tipo de colonias se desarrolló en una zona de rampa media por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal, ambiente, por tanto, de baja energía, salvo durante los periodos episódicos de tormentas. Por otro lado, la mayor parte de los corales que forman las colonias laminares son de tipo microsolénido, cuya microestructura, como se mencionó anteriormente, y morfología externa estaba adaptada a condiciones de baja intensidad de luz (Insalaco, 1996a).

En cuanto a la longevidad de los corales laminares, si bien es verdad que entre las colonias laminares se encuentran niveles centimétricos, que en algunos casos podrían corresponder a pequeños depósitos de tormenta que pudieron ocasionar la

muerte de estos corales, el hecho de que las colonias laminares se encuentren tan bioturbadas nos hace suponer que la muerte de estos corales se produjo generalmente antes de la llegada de estos materiales debido, probablemente, a las condiciones adversas en las que se desarrollaban.

Subfacies 3.2. Aunque, en general, las condiciones ambientales expuestas anteriormente (en cuanto a tasa de sedimentación, energía y luminosidad) se pueden también aplicar para el crecimiento de las colonias planas (*platestone*) (Leinfelder *et al.*, 1994; Insalaco, 1996a; Insalaco *et al.*, 1997), en nuestro caso hemos identificado algunas características distintivas.

Las colonias de morfología planar (de hasta 4 cm de espesor) son más abundantes hacia la parte media de la unidad (tramos 5 y 6), donde la proporción de facies bioconstruidas/facies alóctonas (cualquiera que sea su origen) se va haciendo progresivamente mayor, hasta ser máxima en el tramo 6. Asimismo, las cavidades de perforación están restringidas a la parte superior del coral (Fig. 3.2.2.12) y comúnmente también están rellenas por un *wackestone* de espículas de esponjas y foraminíferos hialinos con matriz micrítica de fábrica peloidal. El hecho de que estas colonias posean un mayor espesor a partir del tramo 5 y hasta la base del tramo 7, y de que la proporción de corales *in situ*/facies alóctonas sea también considerablemente más alta, nos hace suponer que la longevidad de estas colonias de coral y/o su tasa de crecimiento fue superior a la de las formas laminares de menor espesor. Esto es, su crecimiento se produjo bajo condiciones menos estresantes para su desarrollo, y con una mayor luminosidad que favoreció el aumento de la tasa de calcificación, y por tanto la de crecimiento, de los corales (Insalaco, 1996b).

La energía del medio, sin tener en cuenta los periodos de tormenta, era también baja, ya que tampoco en este caso se han encontrado evidencias de retrabajamiento de los depósitos ni estructuras sedimentarias que pudieran indicar lo contrario. En cuanto a la tasa de sedimentación (que no de crecimiento de los corales), la abundancia y alta proporción de facies bioconstruidas respecto a las facies alóctonas, por un lado, así como el hecho de que la mayoría de las colonias presenten bastantes perforaciones en su parte superior, indica que ésta debía de ser baja, depositándose la mayor parte del sedimento alóctono durante los periodos episódicos, aunque frecuentes, de tormenta. En este sentido, sin embargo, no podemos afirmar, basándonos en la menor cantidad que proporcionalmente hay de facies alóctonas, que la tasa de sedimentación durante el crecimiento de las colonias planas fuera menor, en

términos absolutos, que la existente durante el crecimiento de las colonias laminares ya que, aunque la tasa de sedimentación hubiera sido la misma en los dos casos, la mayor longevidad y tasa de crecimiento de los corales, habría dado lugar a que, la proporción relativa caliza bioconstruida/caliza alóctona fuera mayor.

Teniendo en cuenta todos estos argumentos, consideramos que las colonias planas se desarrollaron en un medio con mayor luminosidad y más somero, que aquél en el que se desarrollaron las colonias laminares, aunque en ambos casos en una zona de rampa media por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

Subfacies 3.3. Las morfologías dómicas (*domestone*) tradicionalmente se han considerado como formas desarrolladas y adaptadas a ambientes someros y de alta energía (James, 1979; Pomar *et al.*, 1985; Insalaco *et al.*, 1997, entre otros). En nuestro caso este tipo de colonias se ha encontrado exclusivamente hacia el techo de la unidad (tramo 8), donde se encuentran intercaladas vertical y lateralmente con las facies alóctonas procedentes de la destrucción del arrecife. Estas colonias, sobre todo las desarrolladas más hacia el techo, se encuentran incrustadas por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium* (Fig. 3.2.2.13), fósiles que se encuentran comúnmente asociados y que son típicos de ambientes de muy poca profundidad (Leinfelder, 1992; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco *et al.*, 1997).

Los depósitos alóctonos intercalados entre las colonias de coral están formados en su mayor parte por *floatstone* de corales faceloides y masivos con matriz *packstone*, que no presentan ninguna estructuración u orientación preferente de las partículas. Sin embargo, en este caso, y sobre todo hacia el techo de la unidad, los fragmentos están más redondeados y rodeados de pequeñas envueltas oncolíticas incipientes (Fig. 3.2.2.7). Así, si bien estos materiales alóctonos procedieron de la destrucción del arrecife (por bioerosión y/o tormentas), en este caso, y como se comentó en el apartado anterior, sufrieron un retrabajamiento por la acción del oleaje previo a su depósito definitivo.

En conjunto, las colonias de morfología dómica se desarrollaron en un ambiente más somero que las colonias laminares y planas y más cerca (aunque por debajo) del nivel de base del oleaje en tiempo normal (rampa media-interna).

Por último, las colonias faceloides se han interpretado como desarrolladas en ambientes con una mayor tasa de sedimentación y de moderada a baja a energía, por lo que los corales tienden a crecer

en sentido vertical (Tucker y Wright, 1990; Leinfelder, 1993; Insalaco *et al.*, 1997 entre otros). Este mismo ambiente es el que se ha propuesto para el desarrollo de las colonias masivas de morfología “pseudoramosa” con tendencia al crecimiento vertical (Leinfelder *et al.*, 1993b). En nuestro caso, los corales faceloides identificados, aunque generalmente no *in situ*, corresponden a los géneros *Thecosmilia* (cuyos coralitos tiene aproximadamente de 1 a 1.5 cm de diámetro) y *Stylosmilia* (que tiene comúnmente de 2 a 4 mm de diámetro). El primer tipo (*Thecosmilia*) se ha encontrado tanto hacia la base de la unidad y sobre todo hacia el techo, sin embargo, las colonias delicadas se han encontrado prácticamente en su totalidad a partir del tramo 7. Si bien las colonias faceloides de *Thecosmilia*, más robustas, se pudieron desarrollar en un ambiente de moderada a alta energía, las formas más delicadas necesitaron ambientes de menor energía para desarrollarse, ya que, de otra forma, habrían sido destruidas rápidamente y no habrían podido crecer. En cualquier caso, ambos tipos junto con las colonias de corales masivos de tipo microsolenido con morfología “pseudoramosa” se desarrollaron en zonas con una tasa de sedimentación, al menos, moderada. Por otro lado, y hacia el techo de la unidad, donde este tipo de corales faceloides es más abundante, los coralitos se encuentran incrustados por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium* que, como se comentó anteriormente, son típicos de ambientes de muy poca profundidad.

En conjunto, este tipo de corales se desarrolló, en origen, en un medio de poca profundidad, tasa de sedimentación al menos moderada y de moderada a baja energía (sobre todo en el caso de las formas más delicadas y vulnerables).

### III.2.2.B.3. Asociación de facies C. Barras oolíticas submareales

Este tipo de asociación se ha encontrado exclusivamente en el techo de la unidad (tramo 9), de forma discontinua, debido a la erosión posterior. Los depósitos correspondientes a esta asociación pertenecen a la Facies 4.

#### III.2.2.B.3.a. Facies 4. Grainstone oolítico (Fig. 3.2.2.17)

##### Descripción

Este tipo de facies está constituida por un *grainstone* bien clasificado de oolitos de hasta 5 mm de diámetro y envueltas micríticas, o totalmente micríticos (Tipo 1 de Strasser, 1986). El núcleo de estos oolitos lo forman en su mayor parte granos de cuarzo de tamaño medio a fino angulosos a subangulosos. En este caso las envueltas oolíticas son

de muy poco espesor (menor a 50  $\mu\text{m}$ ). Parte de ellos, sin embargo, tienen en su núcleo foraminíferos bentónicos planoespirales textulariinos (*Nautiloculina*), peloides y fragmentos de algas verdes dasicladáceas.



Fig. 3.2.2.17. Ejemplo de Facies 4: Grainstone oolítico

#### Interpretación

Este tipo de facies se depositó en un medio somero de alta energía, por encima del nivel de base del oleaje en tiempo normal, como lo indica la buena selección de las partículas y el hecho de que el fango micrítico haya sido completamente lavado. Por otro lado la presencia de abundante cuarzo, no encontrado en los materiales subyacentes, sugiere un aporte de siliciclásticos desde las áreas emergidas. Este tipo de medio es compatible con el desarrollo de barras oolíticas submareales en una zona de rampa interna muy somera, aunque la irregularidad y escasez de este tipo de depósitos no nos hacen posible dar una interpretación más detallada.

### III.2.2.C. Evolución sedimentaria

La evolución sedimentaria de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector ha sido dividida en 6 etapas (Fig. 3.2.2.18) que de manera general representan una

tendencia progradante con sedimentación de las facies más profundas a la base y las más someras hacia el techo de la unidad (Fig. 3.2.2.19).

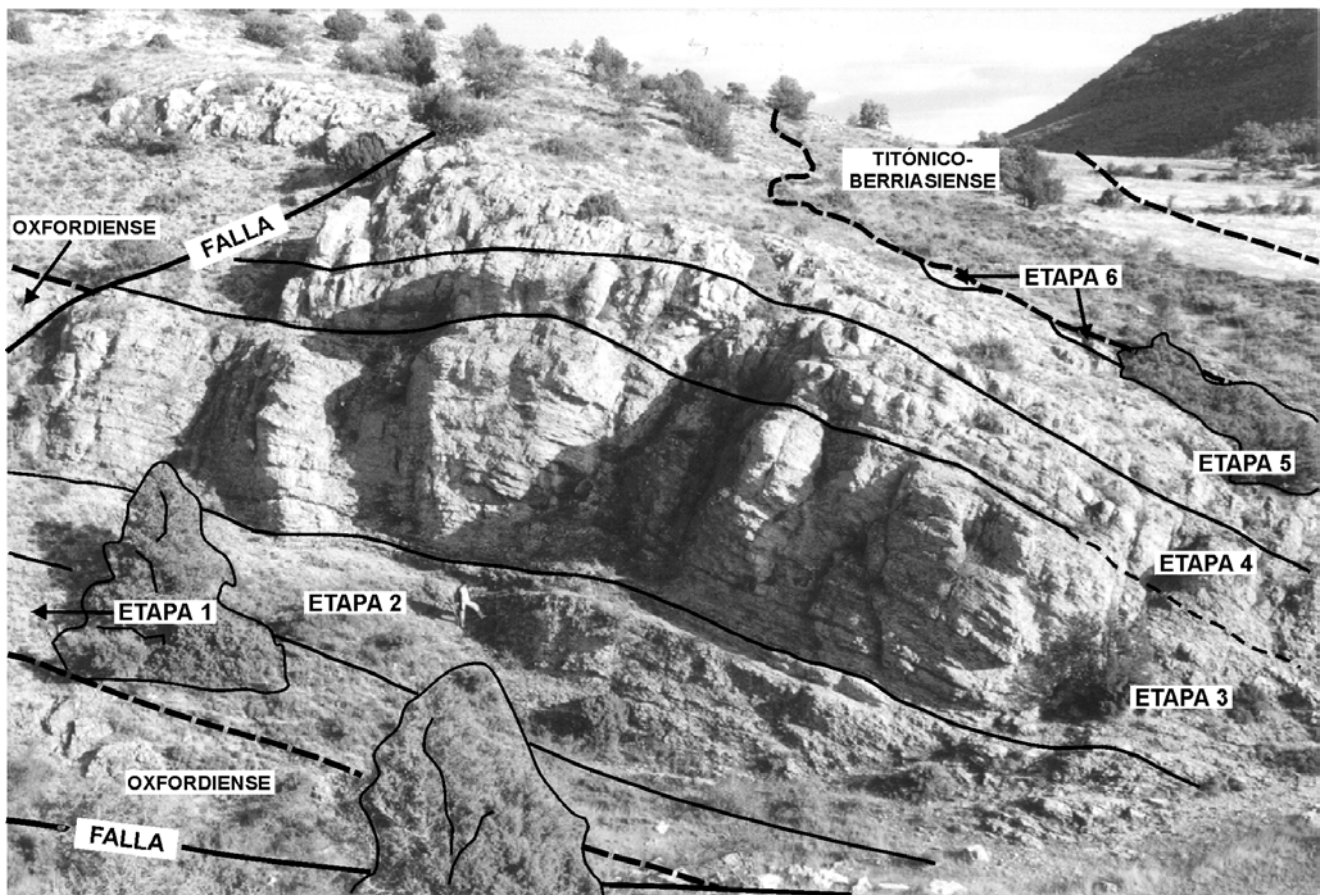
#### III.2.2.C.1. Etapa 1. Inundación de la cuenca. Depósitos de rampa media-externa

Tras la sedimentación producida durante el Oxfordiense, que en este sector se produjo en una llanura de marea carbonática muy somera (Alonso y Mas, 1990), y durante el Kimmeridgiense inferior, tuvo lugar en la Cuenca Ibérica un ascenso del nivel mar (Aurell, 1990b; Bádenas, 1999b) rápido y muy prolongado (Aurell, *op. cit.*). Durante este periodo de tiempo se tuvo que producir la inundación de este sector y el depósito de las facies de espículas de esponjas y peloides (Facies 1) que corresponden a las facies más profundas de la Fm. Torrecilla en Cameros encontradas en este sector. El hecho de que estos materiales se encuentren tras la superficie de brechificación que marca la discontinuidad entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense y directamente sobre las secuencias de somerización del Oxfordiense nos hace avalar la tesis de que, al menos en este sector, la subida del mar producida durante el Kimmeridgiense inferior se produjo de una manera rápida. Por otro lado no hemos encontrado en este tipo de facies ningún fragmento de coral u otro tipo de fósil que nos haga suponer que durante este periodo de tiempo se estuviera produciendo el desarrollo de arrecifes de coral en áreas próximas que pudieran haber abastecido de sedimentos a este sector. Sin embargo la gran cantidad de espículas de esponjas silíceas que forman estos depósitos nos hace suponer que en algún área próxima se estuviera produciendo el desarrollo de montículos de esponjas, que con frecuencia se desarrollan en este tipo de ambientes (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1994). Por otro lado, es posible incluso que la gran cantidad de peloides que también forman parte de esta facies procedieran de la destrucción de las costras microbianas micríticas; estos mismos autores encuentran asociadas comúnmente a este tipo de montículos.

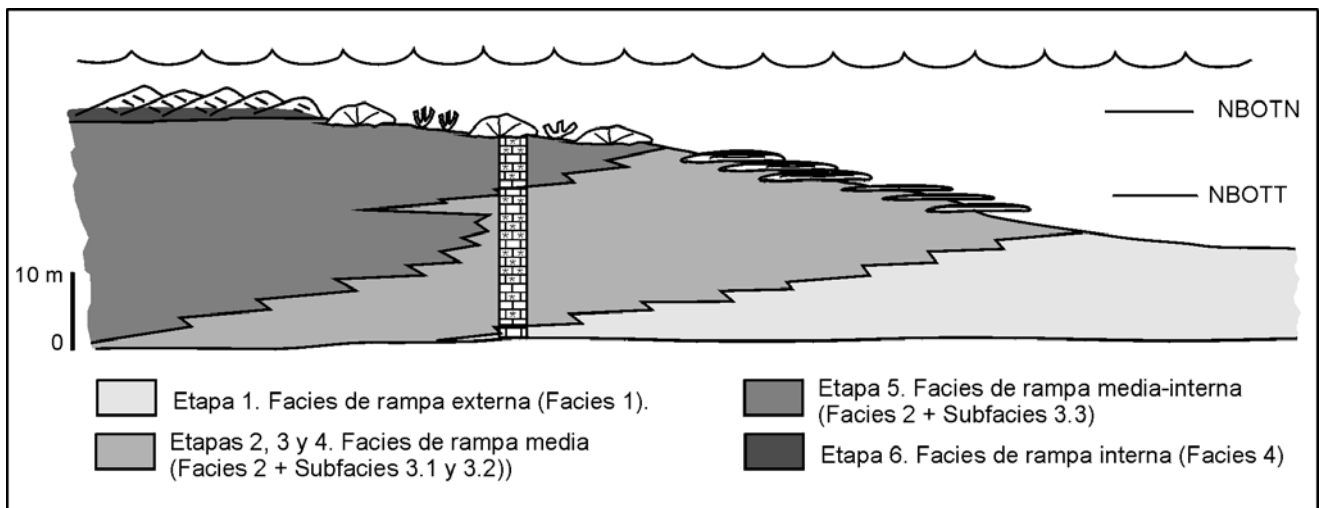
En cuanto al análisis secuencial, los depósitos de esta etapa pertenecen al Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

#### III.2.2.C.2. Etapa 2. Instauración del arrecife de coral. Rampa media

Esta etapa se inicia con los primeros depósitos que se han encontrado relacionados con el arrecife, si bien no ha podido localizarse el límite exacto con los sedimentos depositados durante la etapa anterior, por encontrarse cubierto.



**Fig. 3.2.2.18.** Distribución de cada una de las etapas de evolución de la Fm. Torrecilla en Cameros.



**Fig. 3.2.2.19.** Diagrama esquemático representativo de la evolución sedimentaria de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Puerto de Bigornia, basado en la columna estratigráfica (Fig. 3.2.4) realizada en ese sector. NBOTN: Nivel de base del oleaje en tiempo normal; NBOTT: Nivel de base del oleaje en tiempo de tormenta.

Esta etapa, correspondiente a los tramos 2-4 de la columna, comienza con el depósito de facies de destrucción del arrecife, que en los primeros 2 metros no presentan prácticamente intercalaciones de colonias de coral *in situ* y donde son muy abundantes los braquiópodos terebratulídeos. Progresivamente las colonias de morfología laminar en posición de vida (Subfacies 3.1) van aumentando en número y espesor

hacia la parte superior, si bien los depósitos de tormenta, correspondientes a la Facies 2, de morfología lenticular son, de principio a final de la etapa, muy abundantes (Fig. 3.2.2.4).

Aunque las facies son muy similares lateralmente, en la parte media del afloramiento se ha observado una zona elevada topográficamente respecto de las

áreas circundantes, con una extensión lateral de unos 2 m, que corresponde a un pequeño montículo arrecifal con una mayor proporción de calizas bioconstruidas que las facies circundantes, de menor elevación topográfica relativa y donde son más abundantes los sedimentos de origen alóctono (Figs. 3.2.2.4, 3.2.2.18).

El límite superior de esta etapa coincide con el depósito de varios lóbulos de tormenta de hasta 70 cm de espesor y bastante continuidad lateral que incluso se superponen al pequeño montículo que previamente se había desarrollado (Figs. 3.2.2.4.; 3.2.2.18). A partir de ese nivel comienzan a predominar las colonias de morfología planar frente a las laminares.

Esta etapa representa, por tanto, el comienzo del desarrollo arrecifal que se produjo en un medio más somero que el de la etapa anterior, en una zona de rampa media, dentro de la zona fótica, aunque de baja iluminación (y por tanto baja tasa de crecimiento de los corales), baja energía, baja tasa de sedimentación (salvo en los periodos, frecuentes, de tormenta) y por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Respecto a los componentes de los depósitos cabe señalar que son abundantes los fragmentos de colonias de coral faceloides y las espinas de equinodermos y artejos de crinoides de gran tamaño, todos ellos procedentes de medios más someros y de mayor energía y que fueron arrastrados durante los episodios de tormenta a este sector de mayor profundidad.

### **III.2.2.C.3. Etapa 3. Desarrollo arrecifal. Rampa media**

Durante esta etapa (que incluye a los tramos 5 y 6 de la columna) el desarrollo de las colonias de corales, de morfología fundamentalmente planar (Subfacies 3.2) y la relación facies bioconstruidas/depósitos de destrucción (Facies 2) son máximas. La sedimentación y crecimiento de los corales durante esta etapa se produjo en un medio de rampa media, baja energía y tasa de sedimentación (salvo en los periodos de tormenta) y por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Sin embargo el nivel de iluminación durante este episodio tuvo que ser mayor que durante la etapa anterior, ya que el desarrollo de las colonias es máximo. Esto implica una evolución progradante del arrecife durante la cual la tasa de crecimiento del arrecife (no tanto de la tasa de sedimentación) superó a la tasa de creación de espacio de acomodación, por lo que progresivamente los corales se fueron desarrollando en una zona más somera. Sin embargo, es muy poca la variación en la morfología y espesor de las colonias que se observa en los corales que crecieron

durante esta etapa. Si bien al comienzo se desarrollaron tanto colonias laminares como colonias planas, a partir de la parte media hay un claro predominio de las colonias planas que se mantienen con tamaño y morfología uniforme hasta el final de este episodio.

Esto implica que, al menos durante gran parte del tiempo que duró esta etapa, la tasa de crecimiento de los corales pudo igualar, pero no superar, la tasa de acomodación (aumento relativo del nivel del mar), por lo que predominó la acreción vertical sobre la progradación. El límite superior de esta etapa corresponde al cambio en el tipo de depósitos existente entre los tramos 6 y 7 de la columna, que pasan de ser principalmente bioconstruidos por colonias planas, a ser producto de los procesos destructivos del arrecife (principalmente tormentas).

En conjunto, los materiales correspondientes tanto a esta etapa como a la etapa anterior pertenecen a los depósitos del Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### **III.2.2.C.4. Etapa 4. Nuevo periodo de inundación. Rampa media**

Esta etapa incluye exclusivamente a los materiales del tramo 7 de la columna (Figs. 3.2.2.4; 3.2.2.17). En este tramo vuelven a predominar los depósitos de tormenta (Facies 2), en los que son muy abundantes los fragmentos de corales faceloides de formas delicadas frente a las calizas bioconstruidas por corales, que se van haciendo más abundantes hacia la parte superior y que, en este caso, vuelven a ser de morfología laminar, de muy poco espesor y muy bioturbadas (Subfacies 3.1).

En conjunto, esta etapa representa un nuevo episodio de inundación y retrogradación del arrecife, durante el cual el aumento relativo del nivel del mar superó a la tasa de crecimiento de los corales y de sedimentación. Se volvieron, entonces, a producir condiciones menos favorables (menor iluminación) para el crecimiento de los corales que presentan, como durante la etapa 1, morfología laminar. Los corales faceloides que, de modo abundante, se encuentran en los depósitos de tormenta (Facies 2) procedían de áreas más someras, y energía moderada, donde fueron destruidos durante los episodios de tormenta y transportados a esta zona de mayor profundidad.

Este periodo de retrogradación no implica un cambio muy significativo en el tipo de sedimentación, que sigue siendo de carácter arrecifal, no habiéndose encontrado tampoco ninguna

evidencia que pueda implicar la existencia de una discontinuidad entre esta etapa y la etapa previa. Esto nos hace considerar que probablemente este episodio de retrogradación se debiera a una subida relativa del nivel de mar, quizás de rango algo mayor al que se había ido produciendo durante el desarrollo de las etapas 2 y 3, pero dentro del Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b). Sin embargo, no podemos descartar totalmente que este periodo de inundación corresponda con el Cortejo Sedimentario transgresivo de la secuencia Kimmeridgiense-2 definida por Bádenas (1997) y cuya existencia no se descarta en el área próxima de Bijuesca (Bádenas, 1999b).

### **III.2.2.C.5. Etapa 5. Desarrollo arrecifal. Rampa media-interna**

El límite de esta etapa con la anterior viene dado por un nuevo periodo de abundante desarrollo de las colonias de coral (correspondiente al tramo 8 de la columna). El límite superior, neto, viene dado por el comienzo de la sedimentación de las facies oolíticas (tramo 9).

Durante este episodio predominó el crecimiento de los corales de morfología dómica (Subfacies 3.3) que se encuentran intercaladas tanto vertical como lateralmente con los depósitos de destrucción del arrecife (Facies 2). Es significativo el hecho de que sobre todo hacia el techo de la unidad gran parte de los componentes del sedimento alóctono hayan sido retrabajados por el oleaje y presenten envueltas oncolíticas incipientes. Por otro lado son también muy abundantes los fragmentos de colonias faceloides (que en algún caso se han encontrado en posición de vida) y masivas de morfología “pseudoramosa” que, como las colonias dómicas, también se hallan incrustadas por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium*, ambos típicos de ambientes muy someros.

Así, la sedimentación durante esta etapa se produjo en un ambiente más somero que el de las etapas anteriores, con una tasa de sedimentación moderada y por debajo, aunque cerca, del nivel de base del oleaje en tiempo normal (rampa media-interna) por lo que, en conjunto, esta etapa presenta una tendencia progradante con respecto a la anterior, en la que la tasa de sedimentación y crecimiento de los corales superó a la de acomodación.

En cualquier caso consideramos que esta etapa coincide todavía con el desarrollo del Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### **III.2.2.C.6. Etapa 6. Desarrollo y migración de barras oolíticas. Rampa interna**

Esta etapa corresponde al último episodio de sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector, durante el cual se desarrollaron las barras oolíticas submareales con abundante material silíceo procedente del continente (Facies 4). Estos materiales, los de menor profundidad relativa de toda la Formación, se depositaron en un ambiente de rampa interna muy somera por encima del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

Debido a la irregularidad en el afloramiento y poco espesor de estas facies, no nos atrevemos a dar con seguridad una interpretación de esta etapa en términos de la estratigrafía secuencial. Sin embargo estas facies, las más someras encontradas en la unidad, se sitúan por encima de los depósitos de la etapa 3, que pertenecen al Cortejo Sedimentario de alto nivel, y además con ellas acaba la sedimentación del Kimmeridgiense en la zona. Este hecho podría suponer que pertenecieran a los depósitos del Cortejo Sedimentario todavía de alto nivel, o incluso al Cortejo de regresión forzada de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1, que Bádenas (1999b) ha descrito, en facies similares, en otras zonas de la Cordillera.

### **III.2.2.C.7. Evolución posterior**

Con la etapa anterior finalizó la sedimentación marina del Jurásico en el área. Tras producirse, a partir del Titónico, el descenso eustático (Aurell, 1990b; Aurell *et al.*, 1994) y el nuevo periodo de fracturación en este sector de la Cuenca Ibérica (Alonso y Mas, 1988b; Mas *et al.*, 1993), tuvo lugar la sedimentación en este sector de las formaciones continentales Bijuesca y Ciria en pequeñas cuencas de tipo semigraben. Estas dos formaciones pertenecen a la Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense (Aurell, 1990b) y se apoyan discordantemente sobre la unidad arrecifal, que había quedado expuesta previamente, a través de un depósito conglomerático que contiene bloques de caliza de hasta 50 cm. (Fig. 3.2.2.20). Estas unidades continentales también se apoyan directamente sobre las calizas marinas oxfordienses fosilizando fallas que se habían desarrollado previamente a su depósito. Estos hechos tuvieron una enorme importancia en cuanto a la evolución diagenética de la unidad arrecifal, como se verá en el capítulo sobre la diagénesis.





***Fig. 3.2.2.20.*** Conglomerado, con bloques de más de 40 cm, que marca el contacto discordante entre la Fm. Torrecilla en Cameros y la Fm. continental Bijuesca.





### III.2.3. Estudio de la diagénesis

Antes de comenzar con el estudio de la diagénesis de la Fm. Torrecilla en Cameros, en todos los sectores analizados, hemos considerado oportuno definir la manera en la que se van a organizar los diferentes apartados dentro de este capítulo.

Como se comprobará a continuación, la Fm. Torrecilla en Cameros ha sido afectada por múltiples procesos diagenéticos. Algunos de estos procesos son comunes en los tres sectores estudiados de la cuenca, si bien otros se desarrollaron localmente, o de manera distintiva, en tan sólo uno de ellos. Por esta razón, y con el fin de unificar los criterios utilizados en la redacción del capítulo de diagénesis en los distintos sectores, y facilitar su comprensión, se ha optado por describir en distintos apartados las fases diagenéticas muy tempranas, tempranas y tardías, teniendo en cuenta que esta clasificación se refiere, exclusivamente, a las relaciones temporales relativas observadas entre las distintas fases diagenéticas mediante el estudio petrográfico.

Asimismo, en cada uno de los sectores se han estudiado también los sedimentos carbonáticos continentales suprayacentes a la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros con el fin de comparar la petrografía y geoquímica de ambos. En este sentido, en el Sector del Sur del Moncayo, se han estudiado, además de la Fm. Torrecilla en Cameros, las formaciones Bijuesca y Ciria, incluyendo los bloques procedentes de la unidad arrecifal que se encuentran incluidos en la base de la Fm. Bijuesca (Figs. 3.2.2.4; 3.2.2.23).

Por último señalaremos que la interpretación de cada una de las fases diagenéticas se realizará al final, una vez hayan sido todas descritas debido a que, para la interpretación de algunas de estas fases, se ha necesitado contar con los datos obtenidos en algunas otras que han sido descritas con posterioridad.

#### III.2.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos de la Fm. Torrecilla en Cameros

La secuencia paragenética y las relaciones de superposición entre los principales carbonatos diagenéticos de la Fm. Torrecilla en Cameros se han resumido en la figura 3.2.3.1. Asimismo, los

resultados de la geoquímica elemental e isotópica de los mismos se muestran en la figura 3.2.3.2.

#### III.2.3.A.1. Componentes deposicionales

Con el fin de definir el valor isotópico original y característico de los carbonatos marinos del Kimmeridgiense se analizaron, a falta de belemnites, dos conchas de braquiópodos terebratulidos cuya composición elemental original, al igual que la de los belemnites, es de calcita de bajo contenido en magnesio (LMC) y por tanto presentan un alto potencial de preservación de su señal isotópica inicial (Marshall, 1992). Estos braquiópodos fueron previamente seccionados y estudiados petrográficamente, con luz transmitida y CL y, al menos con estas técnicas, no presentaban signos de alteración diagenética, ya que su microestructura (foliosa y prismática) está muy bien conservada y no presentaban luminiscencia, como suele ocurrir en los braquiópodos no alterados (Veizer *et al.*, 1997). Asimismo, fue analizada su composición elemental, que es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.4}\text{Fe}_0\text{Mn}_0)(\text{CO}_3)_{100}$ .

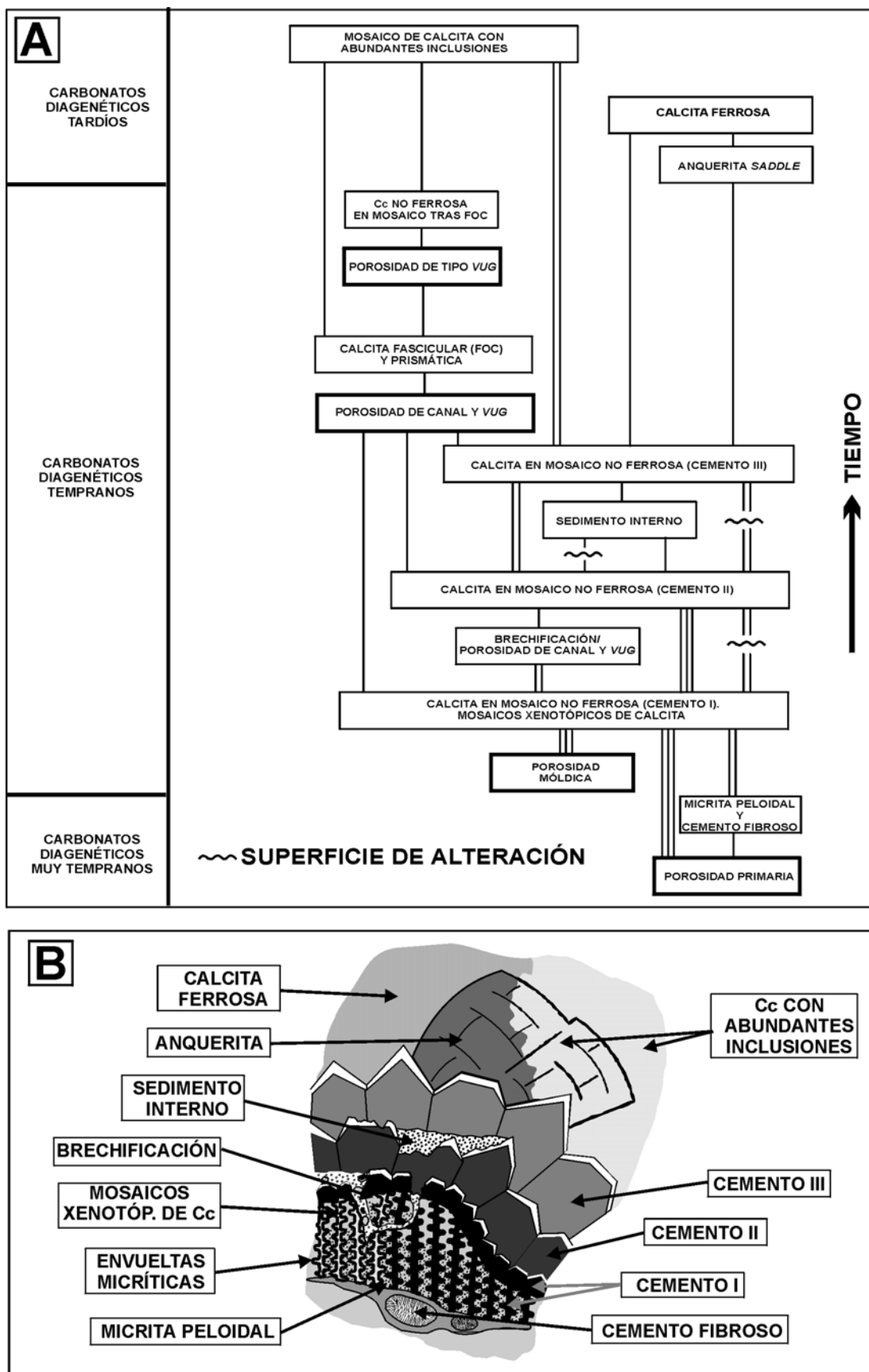
Para los análisis isotópicos de las conchas de estos braquiópodos sólo fue extraída, como sugieren Carpenter y Lohmann (1995), la capa foliosa, de mayor espesor. Estos autores consideran a esta capa como *“la porción más adecuada de las conchas de los braquiópodos cuando se quiere hacer una aproximación a la composición isotópica de las aguas marinas del pasado”*. Esta afirmación ha sido posteriormente corroborada por Veizer *et al.* (1997). Los valores isotópicos obtenidos fueron de  $-3.19$  y  $-3.47$  ‰, para el  $\delta^{13}\text{C}$ , y de  $-4.83$  y  $-4.82$  ‰ para el  $\delta^{18}\text{O}$ , respectivamente (Fig. 3.2.3.2B).

#### III.2.3.A.2. Carbonatos diagenéticos muy tempranos

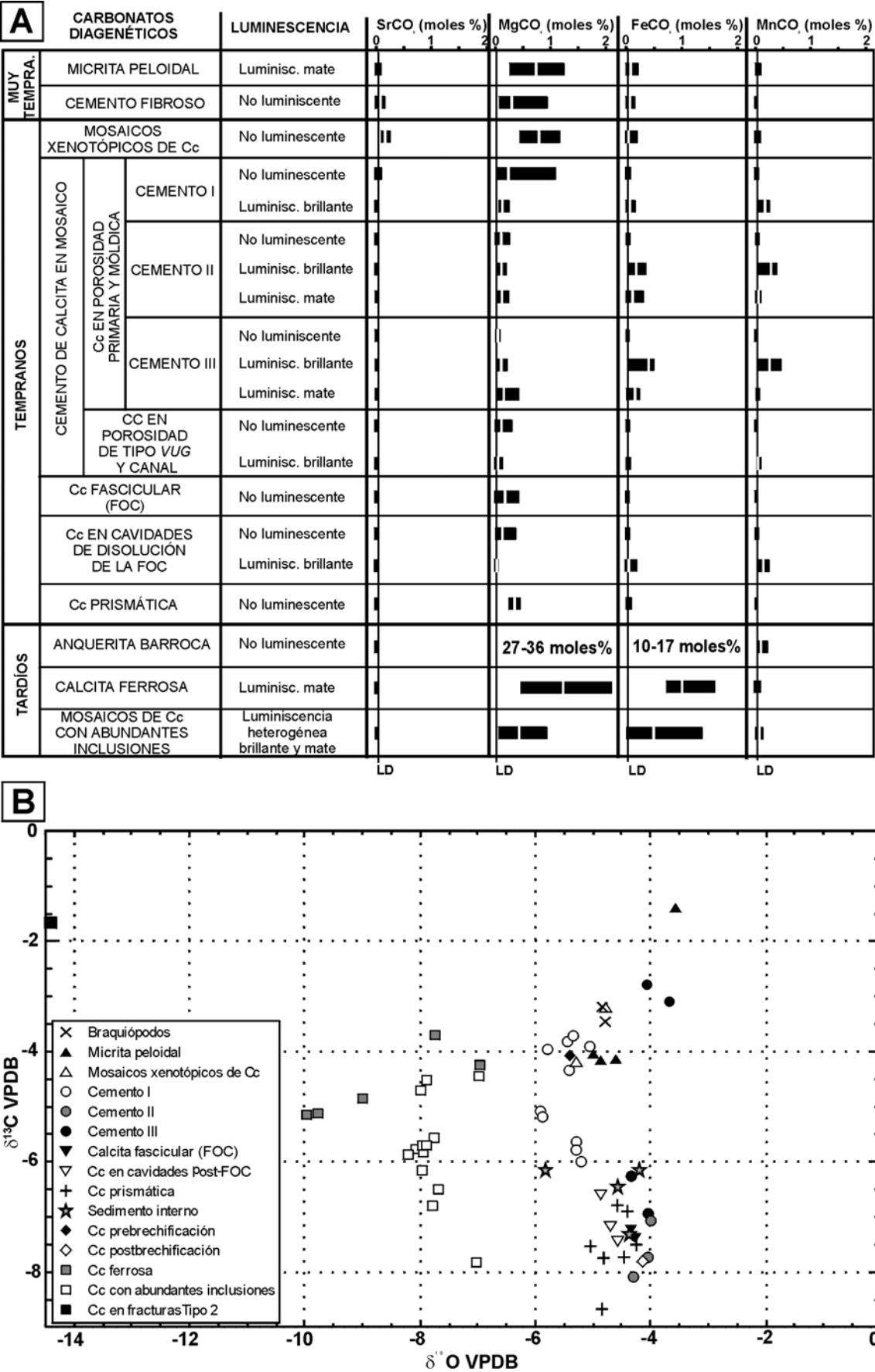
##### III.2.3.A.2.a. Micrita peloidal

Aunque el origen de este tipo de fábricas micríticas se ha discutido en los apartados de estratigrafía y sedimentología de los distintos sectores estudiados, el hecho de que estos componentes hayan sido considerados por algunos autores como cementos y de que, como se verá más adelante, hayan





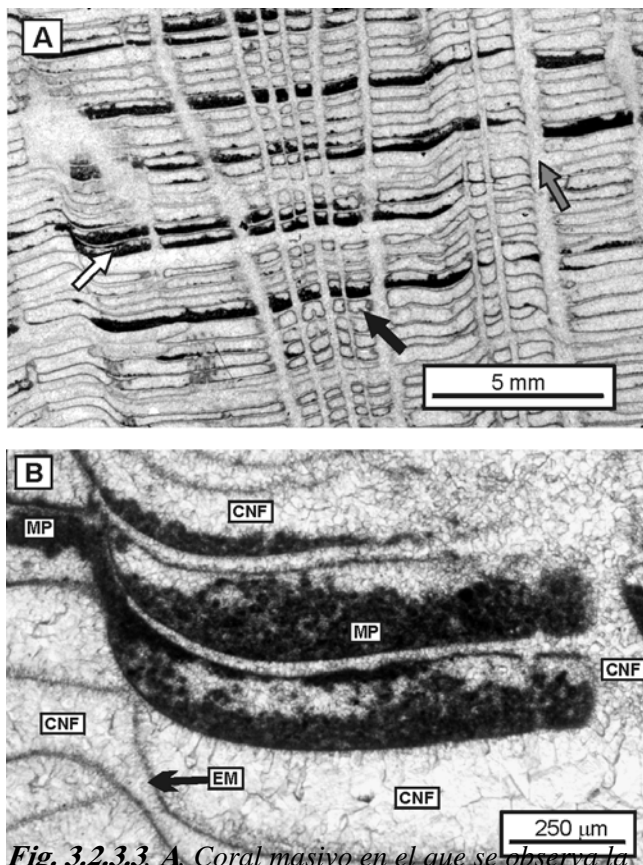
**Fig. 3.2.3.1. A.** Esquema representativo de la secuencia diagenética observada en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagenéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (|||); común (||) y poco común (|). **B.** Esquema idealizado que representa la secuencia paragenética de las distintas fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo.



**Fig. 3.2.3.2. A.** Resumen de las composiciones elementales de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros. Los límites de detección para cada uno de los elementos (LD) se han expresado mediante líneas verticales. Los rangos composicionales observados para cada una de las fases se han representado mediante barras de color negro. Las barras estrechas de color blanco indican las composiciones elementales medias. **B.** Composiciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos diagenéticos observados en la Fm. Torrecilla en Cameros.

sido posteriormente alterados diagenéticamente, hace que hayamos considerado oportuno el incluir su discusión también en el capítulo de diagénesis.

Estas micritas están formadas por peloides de entre 10 y 60  $\mu\text{m}$ , que a su vez están constituidos por un mosaico xenotópico de calcita cripto- y microcristalina. Los peloides, a su vez, están rodeados de cristales microesparíticos de calcita, y rellenan, en posición geopetal y antigeopetal, la porosidad primaria de tipo *growth-framework*, sobre todo en la parte superior de las colonias de coral (Fig. 3.2.3.3) y, en ocasiones, las cavidades de bioturbación de los corales. Con catodoluminiscencia (CL) presentan una luminiscencia heterogénea mate (LM) oscura con un punteado fino que puede presentar una luminiscencia brillante (LB) o no presentar luminiscencia (NL).



**Fig. 3.2.3.3.** A. Coral masivo en el que se observa la presencia de envueltas micríticas (flecha negra) y micrita peloidal en posición geopetal y antigeopetal en el interior de la porosidad primaria de tipo *growth-framework* (flecha blanca). El resto de la porosidad primaria así como la porosidad móldica están rellenas de un cemento en mosaico de calcita no ferrosa (flecha gris). B. Detalle de la fotografía anterior en el que se observa la micrita peloidal (MP), las envueltas micríticas (EM) y el cemento de calcita en mosaico (CNF) que en cualquier caso es posterior a las envueltas micríticas y a la micrita peloidal.

La composición elemental media de la micrita peloidal es:  $(\text{Ca}_{99.1}\text{Sr}_{0.015}\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.1}\text{Mn}_{0.017})(\text{CO}_3)_{100.}$ , y sus características geoquímicas más relevantes son su contenido generalmente mensurable, aunque bajo, en Sr (hasta 0.08 moles% de  $\text{SrCO}_3$ ) y un contenido relativamente alto en Mg (de 0.25 a 1.25 moles% de  $\text{MgCO}_3$ ). El contenido en Fe y Mn es también bajo. La composición isotópica de estas micritas es variable tanto en oxígeno ( $\delta^{18}\text{O} = -3.56$  y  $-4.86$  ‰) como, sobre todo, en carbono ( $\delta^{13}\text{C} = -1.40$  y  $-4.16$  ‰).

### III.2.3.A.2.b. Envueltas micríticas

Con este término nos referiremos exclusivamente a las envueltas micríticas que pueden rodear a los componentes deposicionales carbonáticos, siempre que estas envueltas correspondan a la parte exterior alterada de los granos, no a las envueltas micríticas constructivas que se pueden desarrollar alrededor de un núcleo (Bathurst, 1966; 1975; Tucker, 1987).

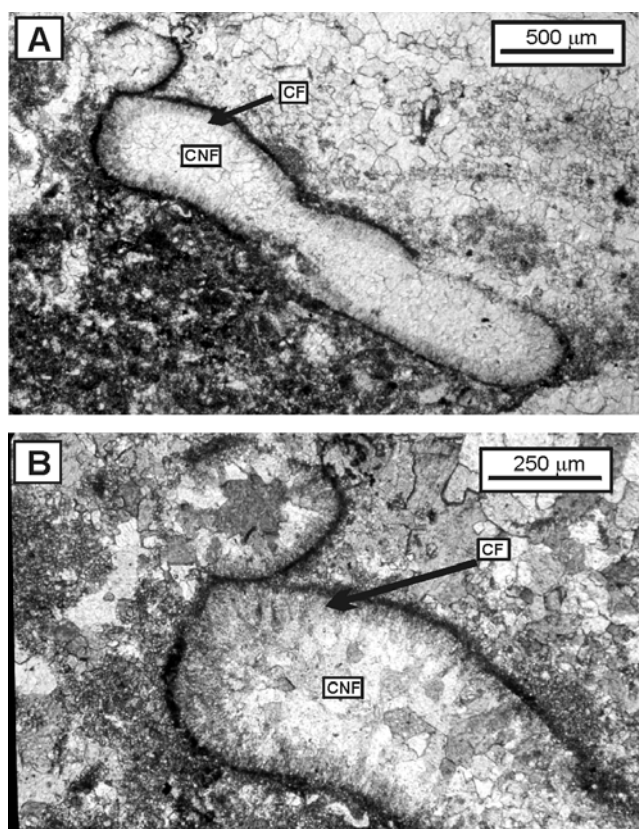
Los envueltas micríticas, ahora formadas por cristales de tamaño micrítico y microesparítico, se han encontrado fundamentalmente alrededor de los corales hacia la parte media y, sobre todo, superior de la secuencia estratigráfica.

En los corales (Fig. 3.2.3.3) estas envueltas presentan un espesor que no supera las 20  $\mu\text{m}$ , y con CL presentan LM oscura marrón-anaranjada. Son estas envueltas micríticas, cuando se desarrollan alrededor del esqueleto de los corales, así como la micrita peloidal que rellena la porosidad primaria de tipo *growth-framework*, las que a menudo permiten reconocer la morfología de corales ya que, en la mayoría de los casos, y como se verá más adelante, el esqueleto original del coral se encuentra totalmente disuelto (Fig. 3.2.3.3).

### III.2.3.A.2.c. Cemento de calcita fibrosa

Este tipo de calcita se ha observado exclusivamente, y de forma muy aislada, relleno la porosidad primaria (intrapartícula y *growth-framework*), en serpulidos, foraminíferos bentónicos y corales masivos, como la primera generación de cemento (Fig. 3.2.3.4).

En todos los casos este cemento se presenta como una franja isopaca no superior a 100  $\mu\text{m}$  de espesor que tapiza por completo la porosidad. Esta franja a su vez está formada por una única capa de cristales de calcita fibrosa, no ferrosa y NL. La anchura de estos cristales crece hacia el interior de la porosidad, pero siempre es menor de 15-20  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 3.2.3.4.** A. Fotografía que ilustra una cavidad intragranular de un serpulido rellena en primer lugar por cemento fibroso que forma una franja isopaca alrededor de toda la cavidad (CF), y en segundo lugar por un cemento de calcita no ferrosa en mosaico (CNF). B. Detalle de la fotografía anterior con nicoles semicruzados.

Este cemento, que no ha podido ser analizado isotópicamente debido a su pequeño espesor, presenta una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{99.5}\text{Sr}_{0.08}\text{Mg}_{0.34}\text{Fe}_{0.05}\text{Mn}_0)(\text{CO}_3)_{100}$ , y sus características más relevantes son: el contenido relativamente alto en Sr (de 0 a 0.16 moles% de  $\text{SrCO}_3$ ), el contenido relativamente alto, aunque menor que el de la micrita peloidal, en Mg (de 0.12 a 0.94 moles% de  $\text{MgCO}_3$ ), y los contenidos muy bajos tanto en Fe como en Mn, cuyos valores suelen estar por debajo de los límites de detección.

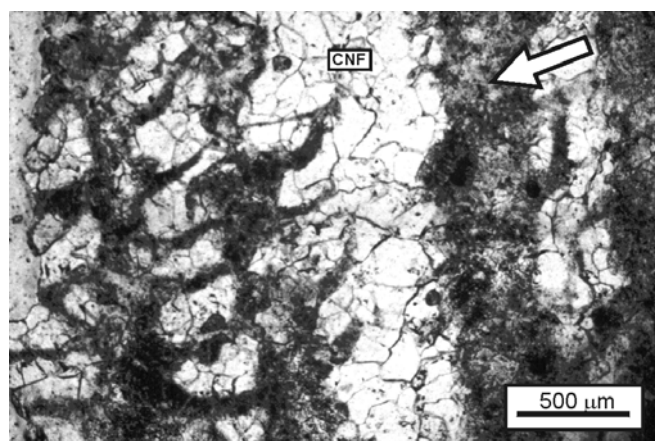
### III.2.3.A.3. Carbonatos diagenéticos tempranos

#### III.2.3.A.3.a. Mosaicos xenotópicos de calcita

Este tipo de mosaicos se ha observado, fundamentalmente, en el lugar ocupado originalmente por el esqueleto de algunas colonias de corales masivos de morfología tabular y, sobre todo, planar. Están constituidos por un conjunto de cristales de calcita no ferrosa y NL que presentan una textura

porfirotóptica y xenotópica y un diámetro de entre 30 y 200  $\mu\text{m}$  (Fig. 3.2.3.5).

Estos cristales pueden englobar abundantes inclusiones que, en muchos casos, definen estructuras relictas del esqueleto de los corales sobre los que se desarrollan (Fig. 3.2.3.5). Estas inclusiones pueden estar distribuidas por todo el cristal o bien pueden estar restringidas a una determinada área del mismo. En este último caso, el contacto entre las áreas ricas en inclusiones y sin ellas, dentro de un mismo cristal, suele ser bastante neto (Fig. 3.2.3.6).



**Fig. 3.2.3.5.** Fotografía en la que se observan los mosaicos xenotópicos de calcita que presentan abundantes inclusiones (flecha blanca), lo que permite reconocer la estructura original del coral. Adyacente a estos mosaicos se encuentra un cemento de calcita en mosaico (CNF) en el que no se aprecian inclusiones y que estaría rellenando la porosidad primaria de tipo growth-framework del coral.

Las inclusiones más abundantes, observadas con el MEB, son:

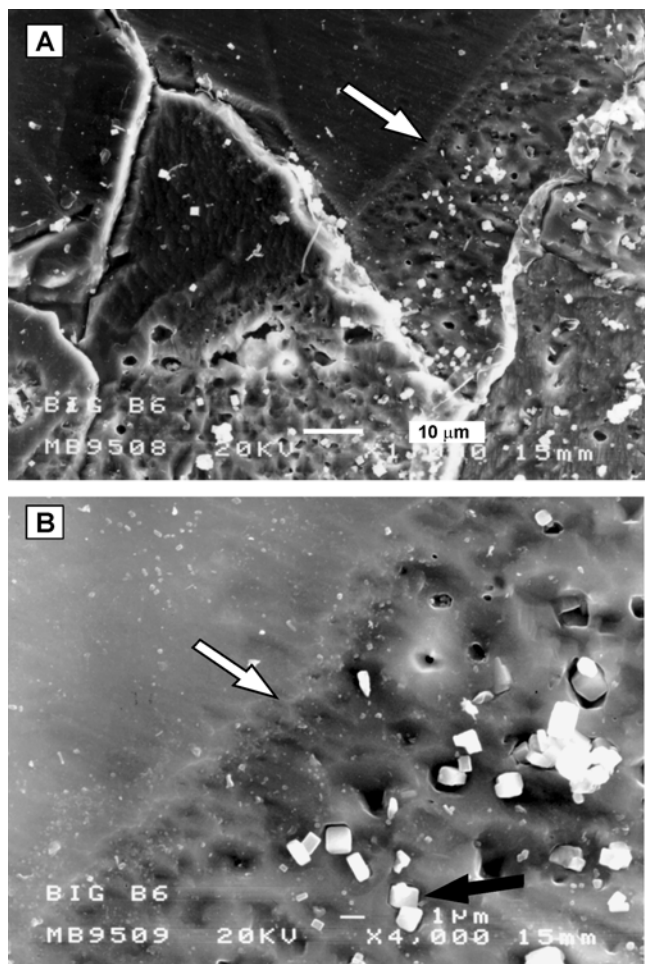
- Inclusiones cúbicas menores de 3  $\mu\text{m}$  de diámetro, aisladas o formando agregados (Fig. 3.2.3.6). Estas inclusiones son de fluorita, como indica la presencia de flúor y calcio en los microanálisis realizados con EDS.

Estas inclusiones de fluorita están rodeadas en ocasiones por un material de aspecto amorfo (o se encuentran sobre él) (Figs. 3.2.3.7) que, analizado con el EDS, muestra exclusivamente la presencia de carbono. Este material se ha observado también en los contactos intercristalinos del mosaico calcítico (Fig. 3.2.3.8) y probablemente corresponde a restos de materia orgánica.

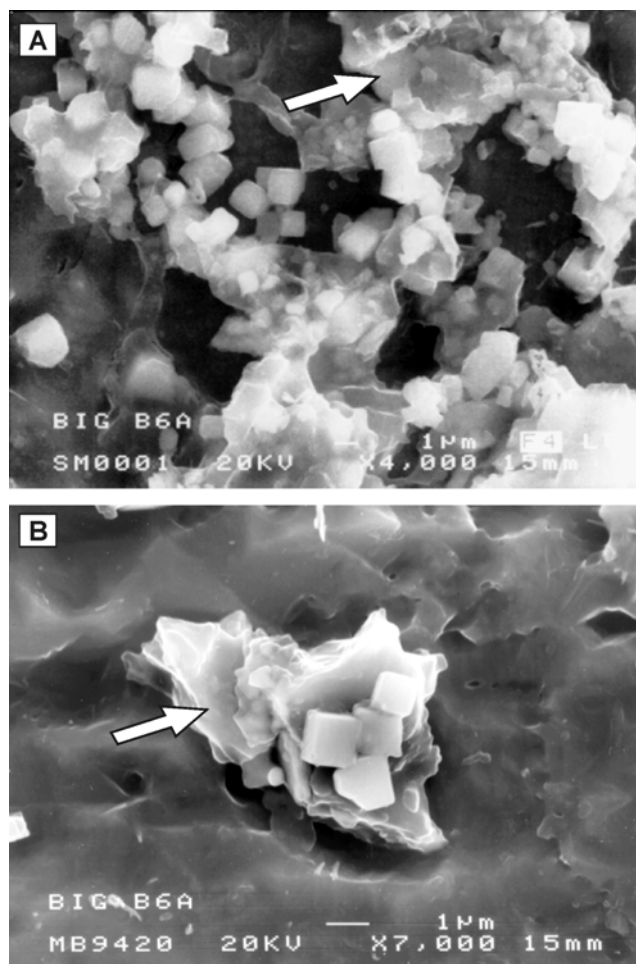
- Inclusiones fibrosas formadas por agregados en forma de haces de cristales aciculares, con disposición radial o sin una orientación preferente (Fig. 3.2.3.8). Estas inclusiones fibrosas contienen

carbono y calcio, como revelan los microanálisis realizados con EDS. El hábito y composición de estas inclusiones fibrosas es consistente con su interpretación como cristales monoclinicos de oxalato cálcico (Dr. Don Peacor, comunicación personal).

La calcita que forma estos mosaicos xenotópicos, ricos en inclusiones, ha sido analizada geoquímicamente, tratando de evitar las áreas con



**Fig. 3.2.3.6.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido (MEB) de los mosaicos xenotópicos de calcita correspondientes a la figura anterior. **A.** Mosaico de cristales de calcita en que se observan abundantes inclusiones cúbicas de fluorita en la zona inferior-derecha de la imagen y ausencia de inclusiones en la superior-izquierda. El límite entre la zona rica y con ausencia de inclusiones es bastante neto (flecha), sin embargo, ambas zonas pertenecen a un mismo cristal de calcita. **B.** Detalle de la imagen anterior en la que se observa el contacto neto entre la zona rica y con ausencia de inclusiones (flecha blanca). Asimismo, en la zona con abundantes inclusiones de fluorita se observa como la calcita que rodea a estos cristales cúbicos se adapta a la morfología de éstos (flecha negra).

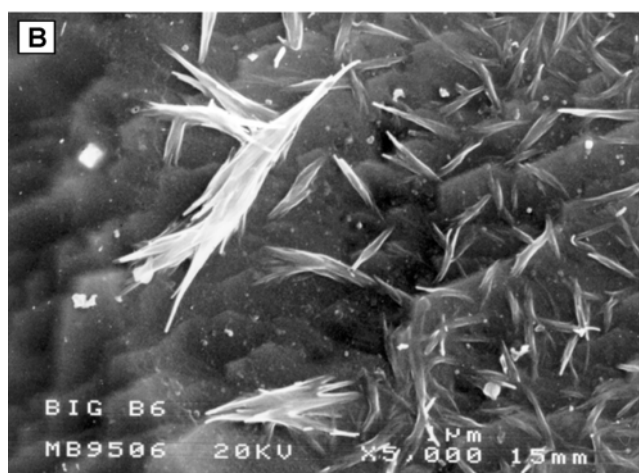
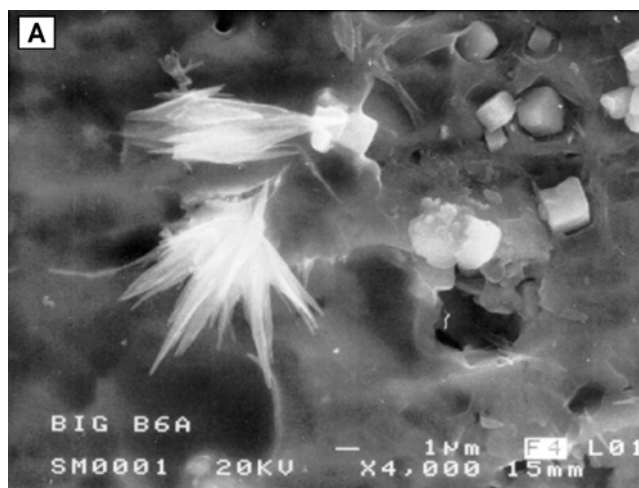


**Fig. 3.2.3.7.** Imágenes obtenidas con el MEB de los mosaicos xenotópicos de calcita en las que se observa cómo los cristales cúbicos de fluorita están rodeados (**A**) o crecen (**B**) sobre un material blanquecino y amorfo (flechas blancas) que corresponde a restos de materia orgánica.

más cantidad de inclusiones para minimizar la contaminación de los análisis. Su composición elemental media es:  $(\text{Ca}_{98.6}\text{Sr}_{0.15}\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.04}\text{Mn}_{0.004})(\text{CO}_3)_{100}$ . Los datos más relevantes son, como en los casos anteriores, los del Sr y Mg, cuyos valores (de 0.07 a 0.26 y de 0.45 a 1.2 moles%, respectivamente) son los más altos de todos los carbonatos diagenéticos tanto muy tempranos como tempranos. Los valores isotópicos obtenidos son de  $-4.20$  y  $-3.21$  ‰ para el  $\delta^{13}\text{C}$  y de  $-5.29$  y  $-4.77$  ‰ para el  $\delta^{18}\text{O}$ .

Por último, señalar que también se han encontrado mosaicos xenotópicos de tamaños muy dispares (desde menores de  $10\ \mu\text{m}$  a  $50\ \mu\text{m}$ ) en posiciones intergranulares y en el lugar ocupado en origen por el sedimento micrítico. En este caso, estos cristales no presentan las inclusiones anteriormente descritas.





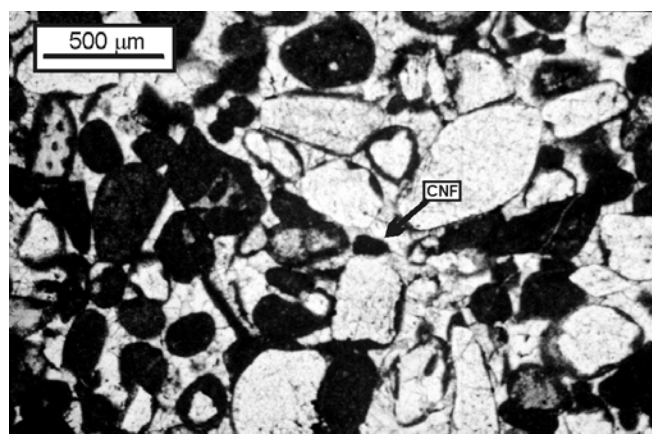
**Fig. 3.2.3.8.** Imágenes obtenidas con el MEB de los mosaicos xenotópicos de calcita en las que se observan inclusiones de fluorita y de cristales aciculares de oxalatos de calcio en forma de haces radiales (A), y cristales de oxalato de calcio distribuidos irregularmente en el interior de los cristales que forman estos mosaicos (B).

### **III.2.3.A.3.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico**

Este tipo de calcita es el más abundante en toda la sección estratigráfica, y cementa cavidades primarias (intergranulares, intragranulares y de tipo *growth-framework*) y, sobre todo, porosidad secundaria en su mayor parte selectiva de fábrica. En ambos casos, este tipo de cemento suele rellenar por completo las cavidades menores de, aproximadamente, 1 cm de diámetro, formando mosaicos drúsicos. En algunos casos, este tipo de calcita no ocluye por completo la porosidad pudiendo estar restringido a una franja de cristales de espesor variable de hasta 5 mm.

Este cemento también rellena la porosidad intergranular en el *grainstone* oolítico, que ocasionalmente se encuentra a techo de la sección,

donde los contactos entre los granos son puntuales y, en alguna ocasión, largos (Fig. 3.2.3.9).



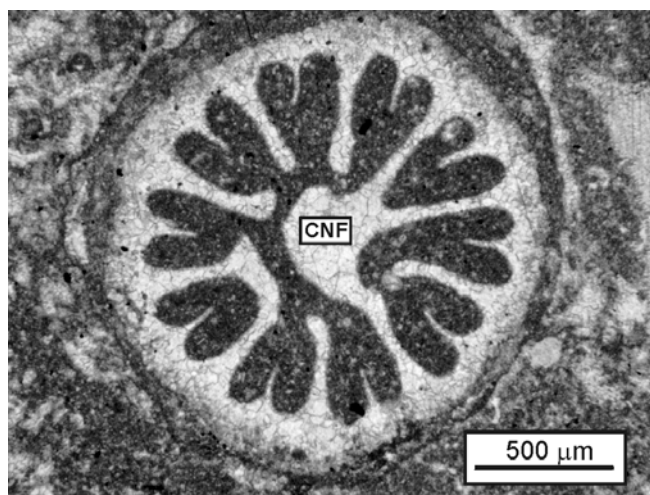
**Fig. 3.2.3.9.** Cemento en mosaico de calcita no ferrosa (CNF) rellenando la porosidad intergranular de un *grainstone* oolítico. Obsérvese como los contactos entre las diferentes partículas son puntuales y largos.

En la porosidad primaria esta calcita en mosaico se encuentra tras la micrita peloidal o la calcita fibrosa, cuando están presentes, o puede ser el único tipo de cemento que rellena este tipo de cavidades (Figs. 3.2.3.3; 3.2.3.4). En este último caso, y cuando este cemento de calcita en mosaico es adyacente a los mosaicos xenotópicos de calcita descritos en el apartado anterior, resulta muy difícil discriminar qué cristales pertenecen a uno u otro tipo, ya que parte de un mismo cristal puede estar rellenando la porosidad primaria y parte puede contener abundantes inclusiones, como ocurre en los mosaicos xenotópicos de alrededor (Figs. 3.2.3.5; 3.2.3.6). Con respecto a las cavidades secundarias cementadas por este tipo de calcita, éstas corresponden fundamentalmente a cavidades móldicas, en su mayor parte formadas por disolución de corales (Figs. 3.2.3.5; 3.2.3.10) y también por disolución de otros fósiles como bivalvos, gasterópodos y espículas de esponja. Este tipo de cemento se ha encontrado también, en menor proporción, en el interior de cavidades no selectivas de fábrica de tipo *vug* y canal (Fig. 3.2.3.11).

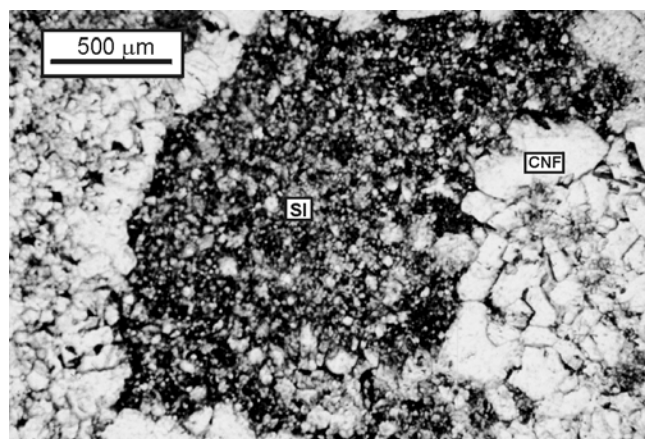
La tinción con alizarina roja S y ferricianuro potásico pone de manifiesto que este cemento es de calcita no ferrosa, aunque localmente aparecen una o dos bandas de crecimiento de color púrpura de no más de 20-50  $\mu\text{m}$  de espesor que corresponden a zonas donde la calcita es ferrosa.

Algunos cristales de este cemento en mosaico contienen inclusiones fluidas dispuestas a lo largo de planos de crecimiento (Fig. 3.2.3.12A). Estas





**Fig. 3.2.3.10.** Cemento en mosaico de calcita no ferrosa (CNF) rellenando la porosidad móldica de un coral faceloide.



**Fig. 3.2.3.11.** Cavity de disolución de tipo vug rellena en primer lugar por un cemento en mosaico de calcita no ferrosa (CNF) y posteriormente por sedimento interno (SI) de naturaleza carbonática.

inclusiones son monofásicas y en ocasiones presentan una morfología triangular, alargada en la dirección de crecimiento del cristal.

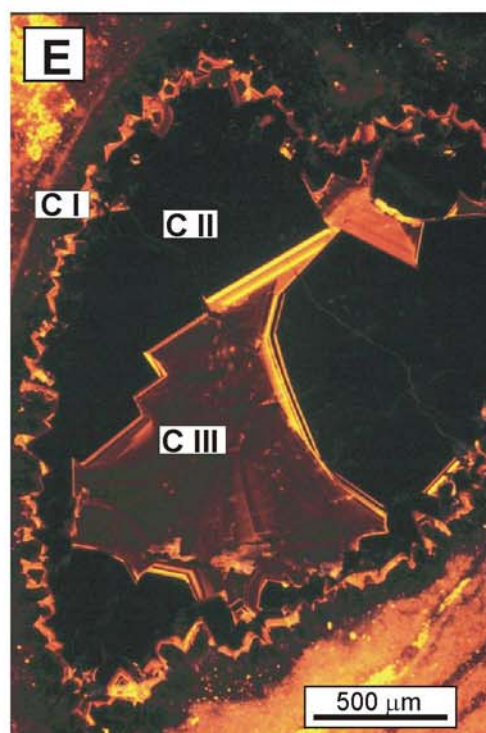
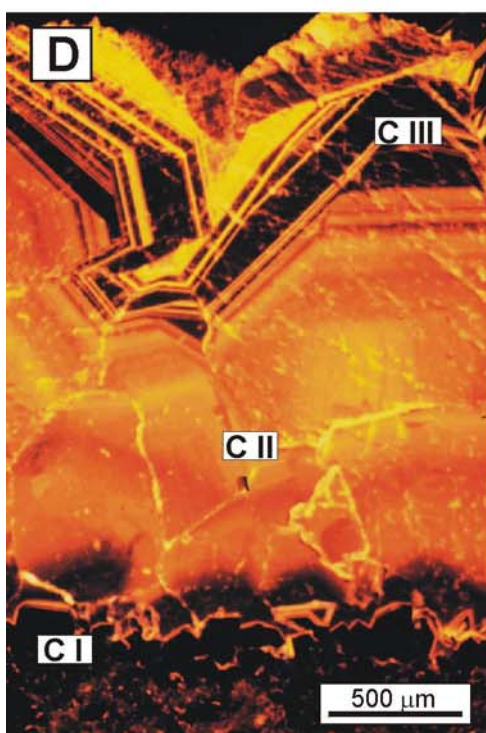
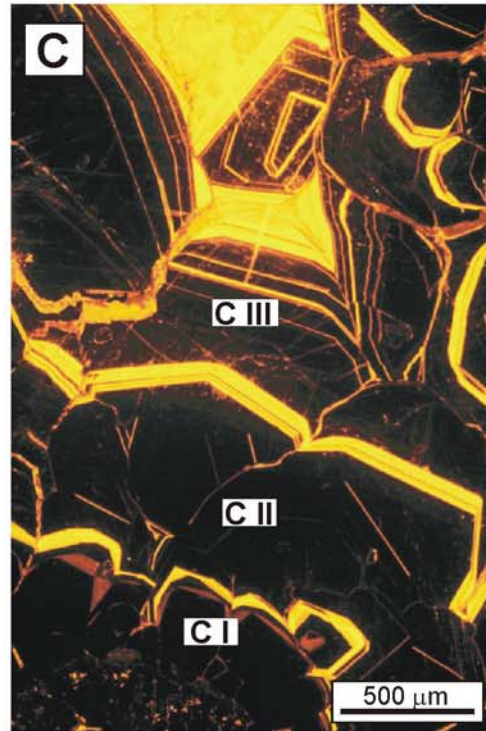
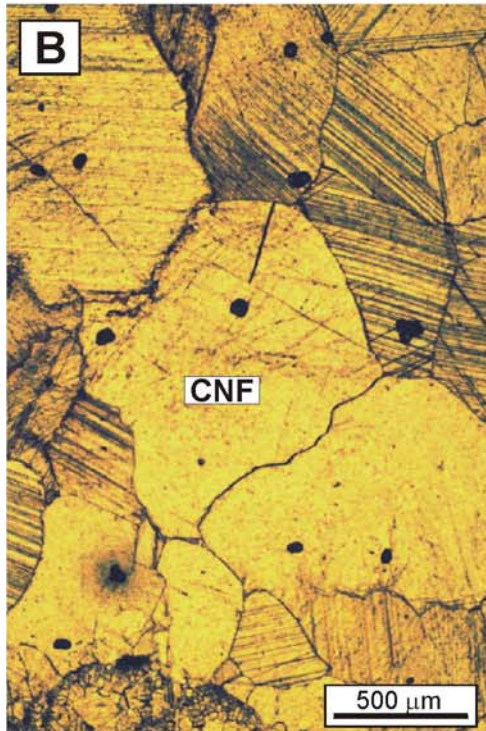
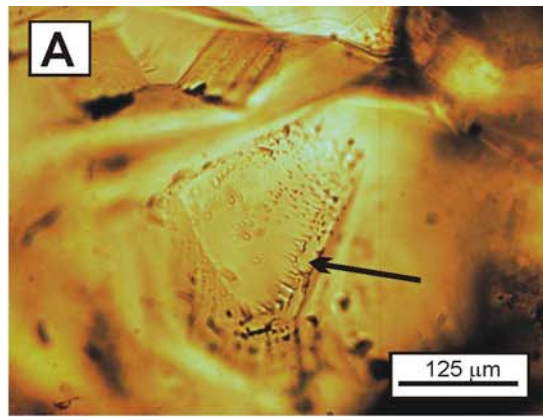
También se han observado en el interior de algunos de los cristales de este cemento bandas de color amarillento o anaranjado de morfología euhédrica.

Con CL se observa una zonación en los cristales de este cemento en mosaico que nos ha permitido discriminar hasta tres generaciones distintas denominadas Cemento I, II, y III (Fig. 3.2.3.12B; C) que se describirán a continuación. Cada una de estas generaciones es continua en las cavidades en las que se encuentra y suele tener un espesor mayor que la generación previa. Estas tres generaciones no siempre

están presentes: en las cavidades menores de 3-5 mm de diámetro suelen observarse únicamente la primera o las dos primeras generaciones.

El *Cemento I* (Fig. 3.2.3.12C; D; E) es la primera generación. Suele tener un espesor variable de entre 50 y 300 μm de espesor y es la única generación que se observa en las cavidades de menor tamaño. Es fundamentalmente NL y termina con una banda fina LB amarillenta o con un zonado oscilatorio LB-NL-LB. Ocasionalmente, también puede observarse una fina banda LM anaranjada previa a las de luminiscencia brillante e intercalada entre dos bandas NL (Fig. 3.2.3.12C). El Cemento I presenta una composición isotópica de -3.75 a -5.99 ‰ en C y de -5.04 a -5.92 ‰ en O. Los valores más negativos en el  $\delta^{13}\text{C}$  de esta generación corresponden a los análisis

**Fig. 3.2.3.12.** **A.** Cemento de calcita en mosaico en el que se observan inclusiones fluidas monofásicas y de morfología triangular (flecha) alineadas a lo largo de una superficie de crecimiento del cristal. **B.** Fotografía realizada con el microscopio con luz transmitida de un cemento de calcita en mosaico drúsico (CNF) precipitado en una cavidad móldica en la parte superior de la sección estratigráfica. **C.** La misma fotografía realizada con CL en la que se pueden reconocer tres generaciones distintas de calcita: La primera generación (C I) comienza con una zona ancha no luminiscente (NL) seguida de una banda fina de luminiscencia mate (LM) anaranjada y de un zonado NL-LB. La segunda y tercera generación (C II y C III, respectivamente) comienzan también con una banda ancha NL y finalizan con un zonado oscilatorio LB-NL-LB. Obsérvese como el contacto entre cada una de las tres generaciones es concordante. **D.** Fotografía realizada con CL de un cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa que rellena una cavidad móldica de la parte inferior de la sección estratigráfica. También se pueden observar tres generaciones distintas de calcita. Tanto la primera generación (C I) como la última (C III) presentan un zonado NL-LB. Sin embargo, en este caso la segunda generación presenta LM anaranjada. El contacto entre las tres generaciones es también concordante. **E.** Fotografía realizada con CL en una cavidad intrapartícula de la parte inferior de la sección estratigráfica en la que se observan también las tres generaciones de cemento C I; C II y C III. En este caso las dos primeras presentan una zona ancha NL seguida de un zonado LB-NL-LB. Sin embargo la última generación (C III) presenta una LM oscura. El contacto entre las tres generaciones también es concordante en este caso.



obtenidos en las muestras situadas en la parte alta de la sección estratigráfica (como en el caso del cemento intergranular en el *grainstone* oolítico), o cuando ha sido posible obtener más de un análisis en esta generación, por tener ésta un gran espesor, los valores más negativos han correspondido a los obtenidos en la zona más externa de esta generación.

El *Cemento II* (Figs. 3.2.3.12C; D; E) presenta comúnmente un espesor de 150 a 600  $\mu\text{m}$  y también es principalmente NL y termina con una banda LB o un zonado oscilatorio LB-NL-LB. En ocasiones, y sobre todo hacia la base de la unidad, esta generación puede comenzar con una banda, de hasta 1 mm de espesor y LM marrón anaranjada que puede o no estar zonada (Fig. 3.2.3.12D). El *Cemento II* presenta una composición isotópica en C bastante negativa de  $-7.07$  a  $-8.08$  ‰ y de  $-4.02$  a  $-4.31$  ‰ en O.

El *Cemento III* (Figs. 3.2.3.12C; D; E) presenta un espesor de 200 a 700  $\mu\text{m}$  y, como se comentó anteriormente, sólo se encuentra en las cavidades de mayor tamaño. Esta generación es también generalmente NL y termina con un zonado oscilatorio LB-NL-LB o con una banda ferrosa LB (Fig. 3.2.12C; D) que se tiñe de púrpura o azul. Sin embargo, hacia la parte basal de la unidad arrecifal (en los primeros 6-7m de la columna) esta generación es LM de color marrón-anaranjado oscuro no ferrosa

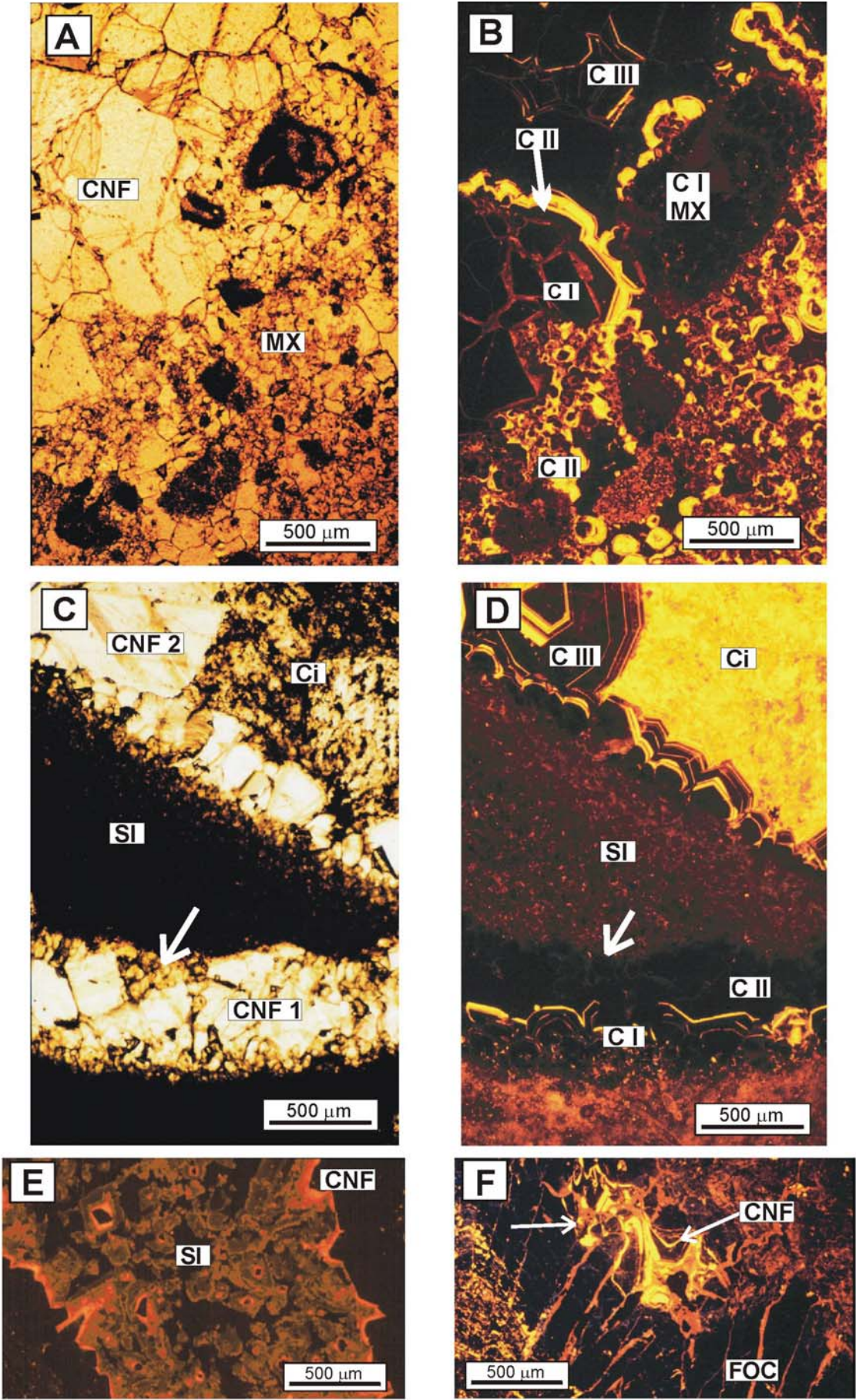
(Fig. 3.2.3.12E). El *Cemento III* presenta una composición isotópica en oxígeno muy similar a la del *Cemento II* (de  $-3.67$  a  $-4.33$  ‰) y una composición en carbono muy variable, y bimodal de entre  $-2.79$  a  $-6.94$  ‰. En este sentido cabe señalar que los valores isotópicos más pesados en carbono proceden de muestras situadas en la parte basal de la unidad arrecifal donde, además, este cemento es LM. Los valores más negativos, sin embargo, proceden de muestras situadas en la parte media o superior de la unidad arrecifal donde esta generación es NL-LB.

Una característica importante de este cemento de calcita en mosaico drúsico es el tipo de contacto entre cada una de estas tres generaciones, que puede ser concordante (Fig. 3.2.3.12C; D; E) o, por el contrario, puede corresponder a una superficie de corrosión o brechificación que en muchos casos solamente es apreciable con CL (Figs. 3.2.3.13A; B; C; D).

En la parte inferior y media de la sección estratigráfica el contacto entre el *Cemento I* y *II* es concordante (Fig. 3.2.3.12C; D; E). Sin embargo, en la parte superior de la unidad arrecifal y, sobre todo en las zonas brechificadas (ver apartado III.2.3.A.3.g), es común que el *Cemento I* se presente corroído o brechificado y que el *Cemento II* fosilice esta superficie de corrosión (Fig. 3.2.3.13A; B).

**Fig. 3.2.3.13.** **A.** Fotografía realizada en una muestra de la parte superior de la sección estratigráfica, con el microscopio con luz transmitida, en la que se puede observar un cemento en mosaico de calcita (CNF), sobre todo en la parte superior-izquierda y mosaicos xenotópicos de calcita (MX), sobre todo en la parte derecha e inferior de la imagen. **B.** La misma imagen que en A realizada con CL. En ella se puede observar como tanto el *Cemento I* (C I) como los mosaicos xenotópicos de calcita (MX), en ambos casos NL, aparecen fracturados y brechificados. Obsérvese como el *Cemento II* (C II) precipitó tras este proceso de brechificación. Esta generación comienza con una franja fina LM que va seguida de una banda NL y finalmente LB. El *Cemento III* (C III) es NL y finaliza con un zonado oscilatorio LB-NL-LB. **C.** Fotografía realizada al microscopio con luz transmitida en una cavidad móldica de la parte superior de la sección estratigráfica. En ella se puede observar un cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa (CNF 1) sobre el que se encuentra, tras una superficie de alteración (flecha), un sedimento interno carbonático (SI) en posición geopetal que no rellena por completo la porosidad remanente. Tras este sedimento interno se encuentra otra generación de cemento de calcita en mosaico no ferrosa (CNF 2) y finalmente un mosaico de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci). **D.** La misma imagen que la de la fotografía anterior realizada con CL. En ella se observa el *Cemento I* (C I) NL- LB. Tras él y de manera concordante se encuentra el *Cemento II*, NL, (C II) que finaliza en una superficie de alteración (flecha) tras la que se deposita el sedimento interno (SI) que presenta una LM oscura. Tras este sedimento interno precipitó el *Cemento III* (C III) que es NL y finaliza con un zonado oscilatorio LB-NL-LB. Finalmente tras esta generación de cemento se encuentra un mosaico de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci) y que presenta una luminiscencia heterogénea amarillo-anaranjada. **E.** Fotografía realizada con CL en una cavidad de tipo vug cementada por una generación de cemento en mosaico NL-LB (CNF), seguida de un sedimento interno (SI) de naturaleza carbonática. **F.** Fotografía realizada con CL en la que se observa un cemento de calcita fascicular NL (FOC). En el interior de esta FOC se encuentra una cavidad de disolución (flecha) en el interior de la cual precipitó un cemento de calcita en mosaico no ferrosa (CNF) que comienza con una banda NL y finaliza con un zonado oscilatorio LB-NL-LB.





El contacto entre el Cemento II y III es también concordante hacia la parte inferior y media de la unidad (Fig. 3.2.3.13C; D; E), pudiendo corresponder, hacia la parte superior de la unidad, a una superficie de corrosión seguida por el depósito geopetal de sedimento interno carbonático que en ocasiones ocluye por completo la porosidad remanente y que será descrito en el apartado III.2.3.A.3.f (Fig. 3.2.3.13C; D).

Las cavidades de disolución de tipo *vug* y canal (generalmente no superiores a 1 cm de diámetro) desarrolladas, sobre todo, en la parte superior de la unidad arrecifal, están cementadas por no más de dos generaciones distintas de cemento que se caracterizan por ser NL y finalizar por una banda LB o con un zonado oscilatorio LB-NL-LB. Sin embargo, comúnmente, estas cavidades están rellenas por una única generación de cemento (NL-LB) no superior a las 200  $\mu\text{m}$  de espesor, seguida por sedimento interno carbonático (ver apartado III.2.3.A.3.f) que suele rellenar por completo la porosidad remanente (Fig. 3.2.3.13E). Estos cementos no han podido ser analizados isotópicamente debido a su pequeño espesor.

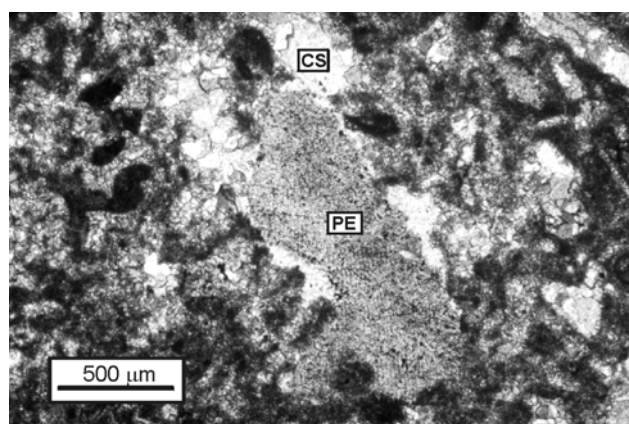
La composición elemental del cemento de calcita en mosaico se correlaciona en gran medida de su luminiscencia (Fig. 3.2.3.2). En general, y como característica común, presentan un contenido bajo en Mg, generalmente menor a 0.4 moles% de  $\text{MgCO}_3$ , y un contenido en Sr generalmente por debajo del límite de detección. La única excepción corresponde al Cemento I donde esta generación rellena las pequeñas cavidades primarias (*growth-framework*) de los corales masivos. En este caso, y cuando el Cemento I es adyacente a los mosaicos xenotópicos de calcita descritos en el apartado anterior, este cemento puede contener hasta 0.12 moles% de  $\text{SrCO}_3$  y hasta 1.2 moles% de  $\text{MgCO}_3$ , aunque estas concentraciones van decreciendo progresivamente con la distancia a los mosaicos xenotópicos.

Sin embargo la luminiscencia varía en función del contenido en Fe y Mn. Así, las zonas NL, en cualquiera de los casos, presentan unos contenidos muy bajos en Fe y sobre todo en Mn, que no superan valores de 0.1 moles% de  $\text{FeCO}_3$  y de 0.07% moles% de  $\text{MnCO}_3$ , estando comúnmente, sobre todo en el caso del Mn, por debajo de los límites de detección. Las zonas LM que, en ocasiones, se encuentran en los Cementos II y III, presentan valores algo mayores en ambos elementos, sobre todo en Fe, siendo, en cualquier caso menores de 0.4 moles% de  $\text{FeCO}_3$  y 0.1 moles% de  $\text{MnCO}_3$ . Las zonas LB presentan los mayores valores en Mn (de 0.035 a 0.56 moles%), y valores relativamente altos en Fe (de 0 a 0.5 moles%), sobre todo en las zonas LB que se

encuentran en la parte final del Cemento III y que, una vez teñidas, presentan un color púrpura. En estas zonas teñidas de color púrpura es donde los valores pueden llegar a ser de 0.5 moles% de  $\text{FeCO}_3$ .

### III.2.3.A.3.c. *Cemento de calcita sintaxial*

Este tipo de cemento, desarrollado alrededor de los fragmentos de equinodermos, es bastante escaso debido a la abundancia de matriz micrítica que suele bordearlos y generalmente no supera las 200  $\mu\text{m}$  de espesor (Fig. 3.2.3.14). La tinción indica que está formado por calcita no ferrosa. La calcita sintaxial es NL, si bien puede finalizar con una banda LB o con un zonado oscilatorio LB-NL-LB.



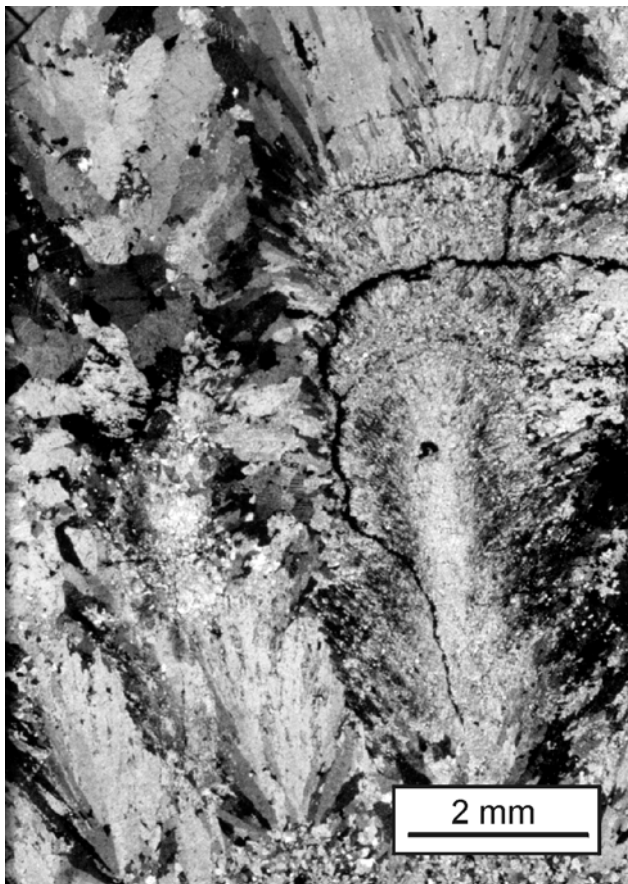
**Fig. 3.2.3.14.** Fotografía realizada con nícoles semicruzados en la que se observa una placa de equinodermo (PE) alrededor de la cual crece un cemento sintaxial (CS).

### III.2.3.A.3.d. *Cemento de calcita fascicular*

Este cemento se ha encontrado exclusivamente, y de forma esporádica, sobre la superficie de techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. Está constituida por agregados mamelonares de hasta 3 cm de espesor, que crecen antigravitacionalmente sobre una superficie de disolución que afecta, al menos, a los cementos I y II. Los mamelones están formados por cristales de calcita fascicular (*sensu* Tucker y Wright, 1990) no ferrosa y NL que presentan un crecimiento radial, extinción ondulante y planos de exfoliación curvos y cóncavos hacia el sustrato (Fig. 3.2.3.15).

La calcita fascicular tiene una composición media de:  $(\text{Ca}_{99.8}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.16}\text{Fe}_{0.023}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$ . Sus características geoquímicas más relevantes son los bajos contenidos en Sr, Fe y Mn y un mayor contenido en Mg que, en cualquier caso, también es bajo. Su composición isotópica es de  $-7.23$  y  $-7.38$  ‰ en C y de  $-4.35$  y  $-4.27$  ‰ en O, respectivamente.



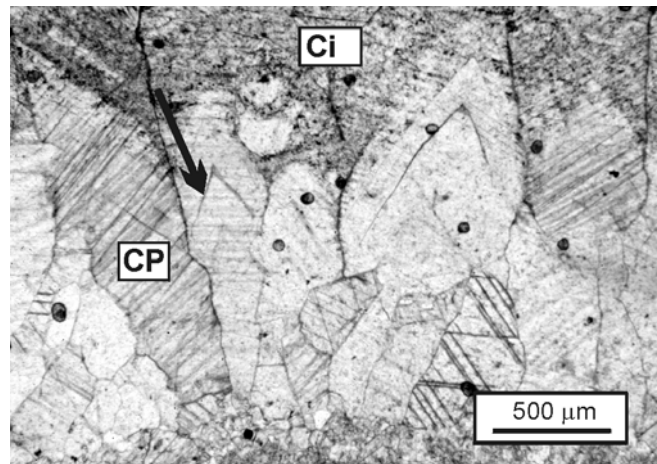


**Fig. 3.2.3.15.** Crecimientos antigravitacionales de calcita fascicular (FOC). Obsérvese la disposición radial de los cristales y la extinción ondulante. Esta fotografía ha sido realizada con los nícoles semicruzados.

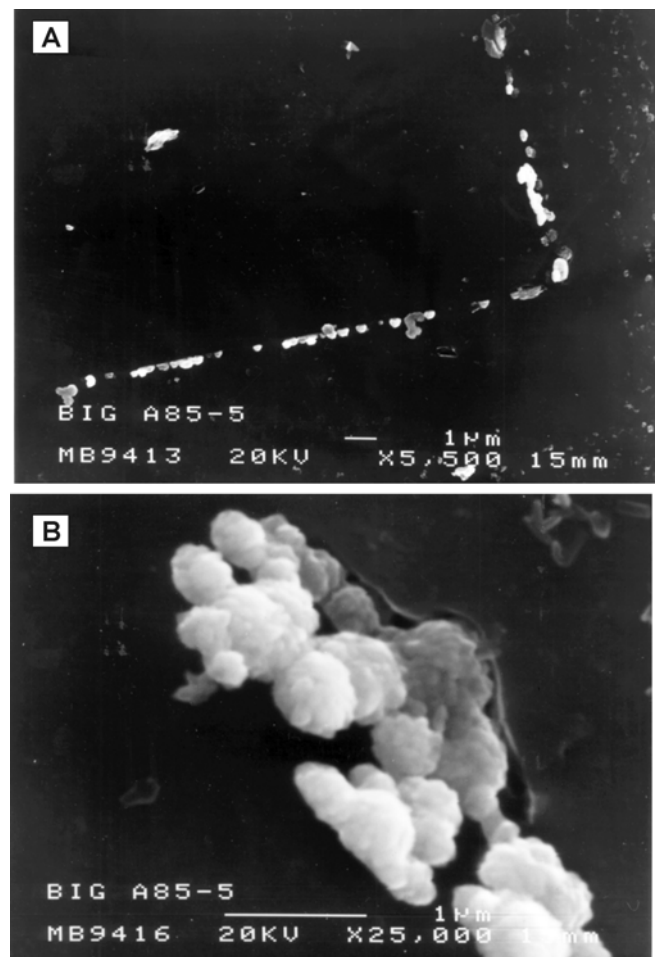
Por último, se ha podido observar cemento de calcita en mosaico en el interior de cavidades de disolución de tipo *vug* que afectan al cemento fascicular. En este caso este cemento está también formado por calcita no ferrosa constituida por una primera zona NL, seguida de un zonado oscilatorio LB-NL-LB (Fig. 3.2.3.13F). Estas calcitas presentan una composición isotópica en C de  $-6.59$  a  $-7.42$  ‰ y de  $-4.56$  a  $-4.86$  ‰ en O, y su composición elemental es muy similar a la de los cementos de calcita en mosaico descritos previamente (Fig. 3.2.3.2A)

#### III.2.3.A.3.e. Cemento de calcita prismática

Este tipo de cemento se ha encontrado exclusivamente en cavidades de disolución de tipo *vug* y canal, de tamaños centimétricos o decimétricos, desarrolladas en la parte superior de la sección estratigráfica. Estas cavidades afectan a los componentes deposicionales y también a los cementos en mosaico, los mosaicos xenotópicos de calcita y a la matriz carbonática de las brechas granosportadas que se describirán posteriormente.



**Fig. 3.2.3.16.** Cavity de disolución cementada por calcita prismática (CP). Obsérvese la franja de morfología euhédrica y color más oscuro que aparece en el interior de los cristales (flecha) y donde se acumulan óxidos/hidróxidos de hierro. Tras las calcita prismática se encuentra un mosaico de calcita con abundantes inclusiones (Ci).



**Fig. 3.2.3.17.** A. Imagen obtenida con el MEB en una de las bandas de morfología euhédrica observadas en la figura anterior. Obsérvese como a lo largo de esta banda se pueden distinguir partículas de morfología esférica. B. Detalle de la imagen anterior en la que observan los componentes esféricos.

Está formado por cristales prismáticos de calcita no ferrosa y NL, de hasta casi 1 cm de longitud y 400  $\mu\text{m}$  de ancho (Fig. 3.2.3.16), que bordean por completo las paredes de las cavidades en las que se encuentran.

Localmente, en el interior de algunos de estos cristales se han encontrado bandas de color amarillento o anaranjado, de no más de 10  $\mu\text{m}$  de diámetro (Fig. 3.2.3.16). Con el MEB se observa que estas bandas están formadas por acumulaciones de componentes esferoidales o de forma estrellada (Figs. 3.2.3.17) cuyos análisis realizados con EDS demuestran la presencia de Ca y Fe.

El cemento de calcita prismática tiene una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{99.92}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.3}\text{Fe}_{0.037}\text{Mn}_{0.013})(\text{CO}_3)_{100}$ , y sus características composicionales más relevantes son, como en la calcita fascicular, los bajos contenidos en Sr, Fe y Mn y un contenido apreciable en Mg. Su composición isotópica es de  $-6.79$  a  $-8.67$  ‰ en C y de  $-4.25$  a  $-5.04$  ‰ en O.

#### **III.2.3.A.3.f. Sedimento interno microcristalino**

El sedimento interno microcristalino está formado por un mosaico microcristalino de partículas carbonáticas de calcita no ferrosa y, en menor proporción, por granos de cuarzo de tamaño limo o arena fina y caolín. Cuando se aplica la CL se observa que algunas de las partículas están formadas por cristales pequeños de calcita que presentan un zonado NL-LB (Fig. 3.2.3.13E).

Este sedimento se ha observado tras la superficie de corrosión que separa los cementos II y III o bien tras el cemento en mosaico NL-LB precipitado en cavidades de disolución de tipo *vug* y canal (Fig. 3.2.3.13C; D; E).

Se han analizado geoquímicamente tanto los carbonatos como las partículas silicatadas presentes en este sedimento interno. En este caso hay una gran variación en cuanto al contenido en los elementos traza de las distintas partículas carbonáticas que lo componen, debido a su origen heterogéneo, pudiendo estar sus valores desde por debajo del límite de detección hasta ser de 0.5 moles% en el caso del Fe y Mg. Su composición isotópica varía de  $-6.15$  a  $-7.33$  ‰ en C, y de  $-4.20$  a  $-5.81$  ‰ en O.

#### **III.2.3.A.3.g. Sedimento interno: Brechas granosoportadas**

Este tipo de brechas, muy mal seleccionadas, se ha encontrado en la parte superior de la Fm. arrecifal

Torrecilla en Cameros, rellenando cuevas de formas irregulares, en muchos casos paralelas a la estratificación, que pueden tener un tamaño de 3-6 m de longitud y de hasta 1 a 2 m de espesor (Fig. 3.2.3.18A).

Están constituidas por granos y cantos de hasta 10 cm de diámetro, muy mal seleccionados y muy angulosos o angulosos que corresponden a fragmentos de roca de la unidad arrecifal en la que se desarrollan (Fig. 3.2.3.18B). La matriz es carbonática, de color rojizo-amarillento, y está formada por cristales de calcita micrítica y microcristalina, en su mayor parte, y algo de cuarzo y caolín (no más del 10-15 %). La porosidad no rellena por la matriz, que en algunos casos puede tener hasta varios milímetros de diámetro, está rellena por una o dos generaciones de cemento de calcita en mosaico no ferrosa y NL-LB similares a las descritas en el apartado III.2.3.A.3.b (Fig. 3.2.3.13A; B).

En algunos casos se han encontrado cavidades de disolución, desarrolladas en el interior de la matriz de estas brechas, que están rellenas por cemento de calcita prismática, seguido de un mosaico de calcita de color anaranjado con abundantes inclusiones como los descritos en los apartados III.2.3.A.3.f y III.2.3.A.4.c.

La composición isotópica del interior de uno de los cantos (que corresponde a un cemento en mosaico NL del interior de una cavidad móldica de un coral) es de  $-4.08$  ‰ en C y de  $-5.42$  ‰ en O, composición isotópica muy similar a la del Cemento I. Sin embargo, la composición isotópica de la calcita NL-LB que cementa las cavidades tras la brechificación es de  $-7.79$  ‰ en C y de  $-4.14$  ‰ en O, composición muy similar a la de los Cementos II y III (Fig. 3.2.3.2B).

Brechas similares a éstas se han encontrado también en la parte superior de la Fm. oxfordiense Aldealpozo, donde las formaciones de Bijuesca y Ciria se encuentran directamente sobre ella. En este caso, los cantos de la brecha están constituidos exclusivamente por fragmentos de la unidad oxfordiense.

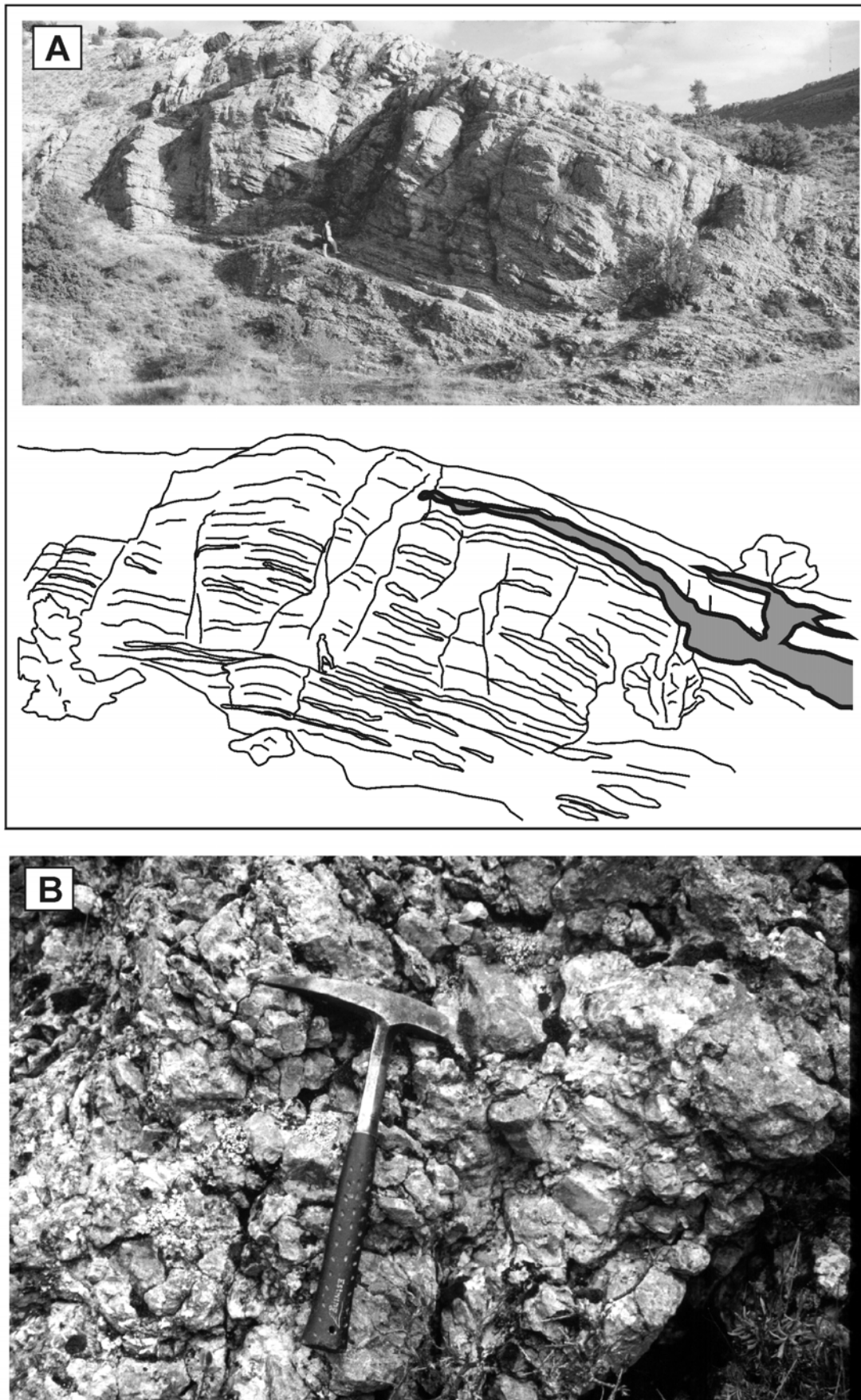
#### **III.2.3.A.4. Carbonatos diagenéticos tardíos**

##### **III.2.3.A.4.a. Cemento de anquerita barroca**

Este cemento se ha encontrado, exclusivamente, tras el Cemento III en dos muestras, en forma de cristales aislados de hasta 3 mm de espesor (Fig. 3.2.3.19A; B). Los cristales presentan hábito barroco o *saddle*, con planos de exfoliación y caras curvadas y







**Fig. 3.2.3.18** *A. Aspecto de campo y esquema ilustrativo de la Fm. Torrecilla en el Sector del Sur del Moncayo sobre el que se ha dibujado (zona sombreada en color gris) la posición y morfología de las cavidades en las que se encuentran las brechas granosoportadas observadas en la parte superior de esta unidad. B. Detalle de estas brechas granosoportadas y muy mal seleccionadas formadas por cantos angulosos y muy angulosos de calizas arrecifales.*

extinción ondulante (Radke y Mathis, 1980; Spötl y Pitman, 1998). Este cemento es NL y se tiñe de intenso color azul.

La anquerita presenta zonas alteradas formadas por calcita no ferrosa rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro que tiene una luminiscencia heterogénea brillante amarillo-anaranjada (Fig. 3.2.3.19A; B).

En las zonas no alteradas la anquerita presenta una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{56.5}\text{Mg}_{28.8}\text{Fe}_{14.5}\text{Sr}_{0.09}\text{Mn}_{0.09})(\text{CO}_3)_{100}$  y sus características geoquímicas más relevantes son el alto contenido en Fe (de 10.5 a 16.8 moles%), el bajo contenido en Mn (de 0.03 a 0.22 moles%) y la ausencia de Sr. Los contenidos en Ca y Mg varían entre 53 y 58% moles de  $\text{CaCO}_3$  y entre 27 y 36% moles de  $\text{MgCO}_3$ , siendo la relación Mg/Ca media de 0.51. Respecto a la relación entre el contenido en Fe y Mg cabe señalar que, como se observa en la Fig. 3.2.3.20, ambos elementos presentan una covariación inversa, es decir, cuando aumenta el contenido en Fe, disminuye el del Mg y viceversa. Sin embargo, no hemos visto una covariación clara entre el Fe y Ca.

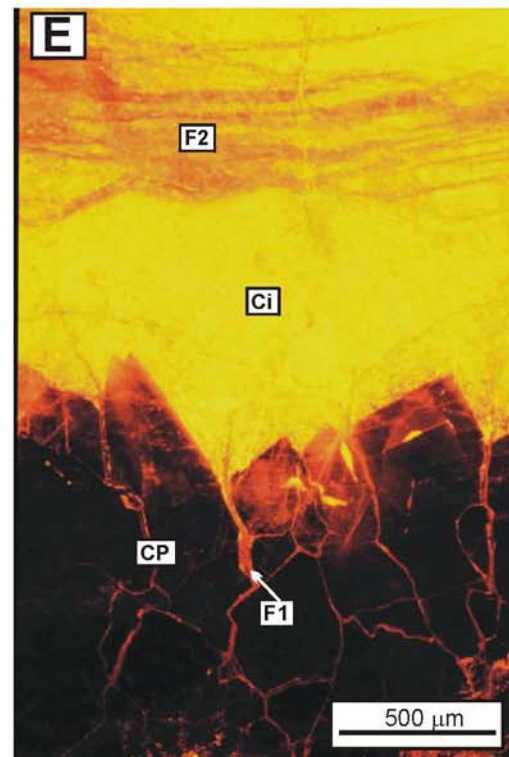
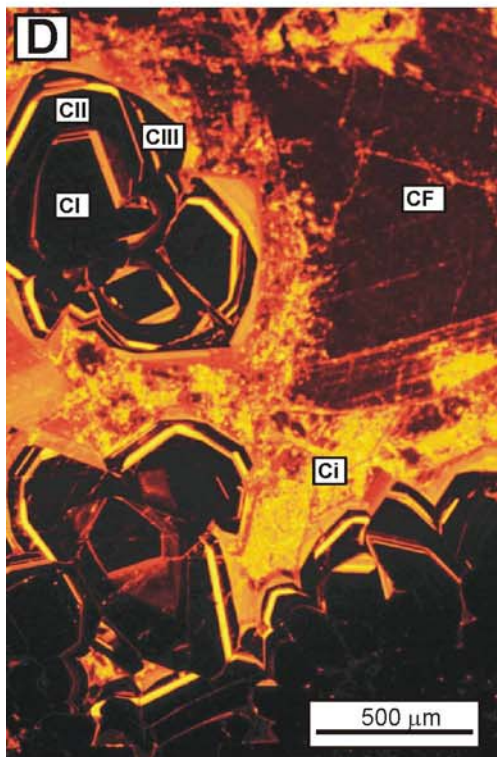
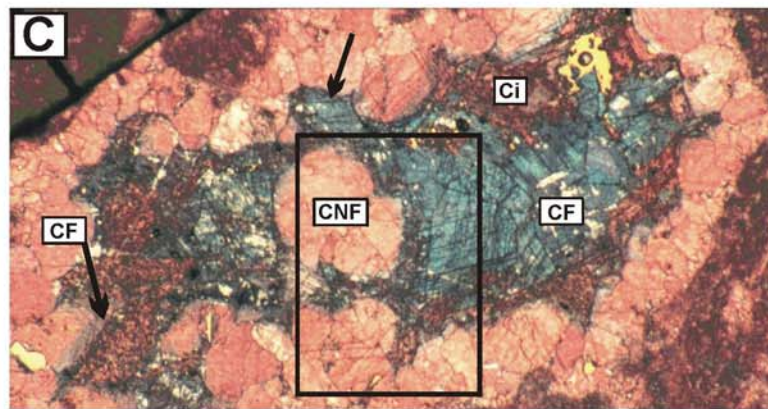
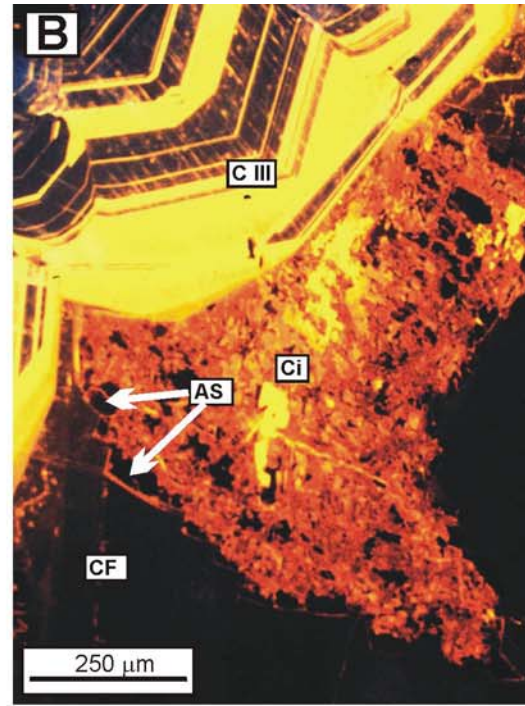
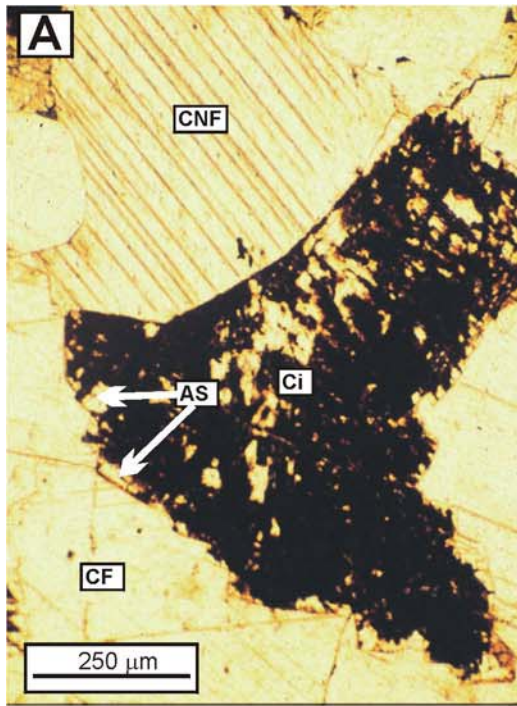
La anquerita no se ha podido analizar isotópicamente debido a su alto grado de alteración.

#### **III.2.3.A.4.b. Cemento de calcita ferrosa en mosaico**

Este tipo de cemento, más abundante que el cemento de anquerita, se ha observado en algunas cavidades de disolución directamente tras el Cemento III o bien tras el cemento de anquerita (Fig. 3.2.3.19A; B; C; D), y suele ocluir por completo la porosidad remanente. Está formado por cristales de calcita de tamaño milimétrico y presenta LM oscura no zonada, si bien en algunos casos puede presentar una LM zonada con zonas de luminiscencia marrón oscura y bandas estrechas de LM más clara y anaranjada. Se tiñe de color púrpura-azul cuando no está zonada, o bien de púrpura en las zonas que presentaban una LM más clara y anaranjada (Fig. 3.2.3.19D).

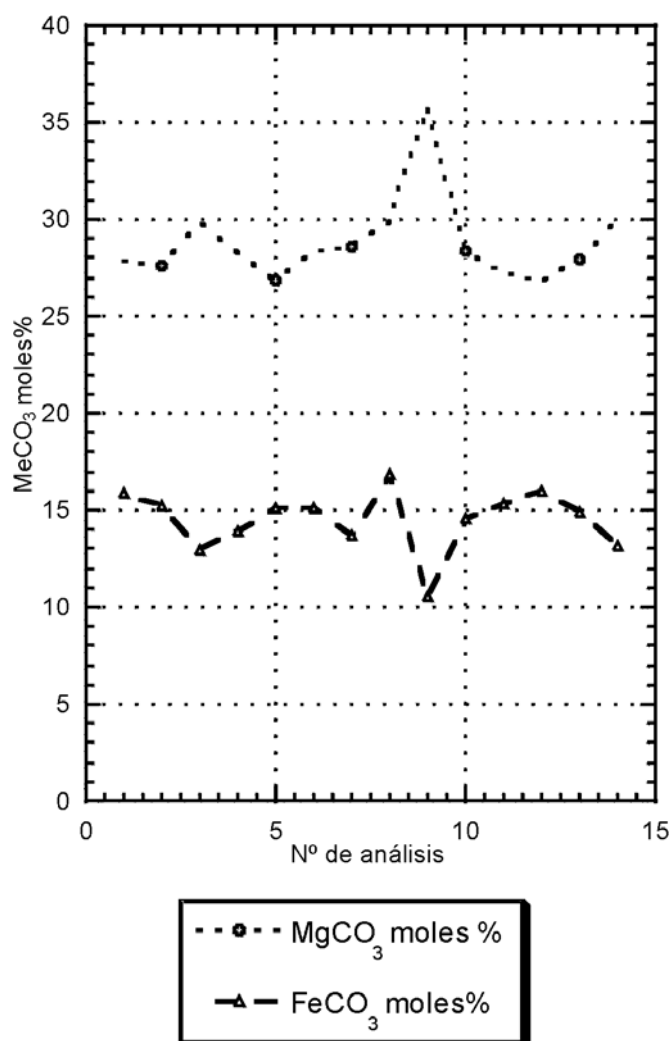
Al igual que la anquerita, esta calcita se encuentra alterada en muchas ocasiones, sobre todo en las zonas en las que está en contacto con el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (Fig. 3.2.3.19C; D).

**Fig. 3.2.3.19. A.** Fotografía realizada con luz transmitida en la que se observa una primera generación de cemento de calcita en mosaico no ferrosa (CNF) seguida de un cemento de anquerita saddle (AS) y, posteriormente, de un cemento de calcita ferrosa (CF). El cemento de anquerita se presenta muy alterado y sustituido por un mosaico de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci). **B.** La misma imagen que en la fotografía anterior realizada con CL donde se observa que el cemento de anquerita (AS), que presenta sus bordes redondeados, es NL, y crece sobre una generación de cemento de calcita en mosaico NL-LB que corresponde al Cemento III (C III). La calcita no ferrosa con abundantes inclusiones (Ci) que sustituye a la anquerita presenta una luminiscencia heterogénea amarillo-anaranjada. Tras la anquerita se encuentra el cemento de calcita ferrosa (CF) de LM muy oscura y que precipita también directamente sobre el Cemento III (obsérvese el borde izquierdo de la fotografía). **C.** Fotografía realizada con luz transmitida en una lámina delgada teñida con alizarina roja y ferricianuro potásico. En ella se puede observar una cavidad de disolución cementada en primer lugar por calcita no ferrosa (CNF) de tonalidad rosada, seguida (flecha) de un cemento de calcita ferrosa de tonalidad bastante azulada (CF). Esta calcita ferrosa se encuentra alterada, en las zonas de contacto con la calcita no ferrosa previa (CNF), y en su lugar se encuentra una calcita no ferrosa, de tonalidades rosadas, con abundantes inclusiones (Ci). Obsérvese el contacto, muy irregular, entre la calcita ferrosa y la calcita con abundantes inclusiones. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ . El rectángulo corresponde al área fotografiada en D. **D.** Fotografía de detalle obtenida con CL de la misma cavidad que la de la fotografía anterior. En ella se observa como el cemento de calcita en mosaico no ferrosa (CNF de la fotografía anterior) está formada por tres generaciones de cementos NL-LB correspondientes a los cementos I, II y III (C I; C II y C III, respectivamente). La calcita ferrosa (CF) presenta una LM oscura. La calcita con abundantes inclusiones (Ci) presenta una luminiscencia heterogénea amarillo-anaranjada, y su contacto con la calcita ferrosa es muy irregular. **E.** Fotografía realizada al microscopio con CL en la que se observa un cemento de calcita prismática NL (CP) seguido de un mosaico de calcita con abundantes inclusiones y luminiscencia amarillenta (Ci). La calcita prismática está afectada por una serie de fracturas (F1) cuyo relleno corresponde también a la calcita con abundantes inclusiones. A su vez, los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones (Ci) se encuentran fracturados posteriormente (F2). Este segundo conjunto de fracturas están rellenas por calcita de LM anaranjada.





Estas zonas de alteración están formadas por calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro y de calcita ferrosa, y presenta una LB heterogénea de color amarillo-anaranjado (Fig. 3.2.3.19D).

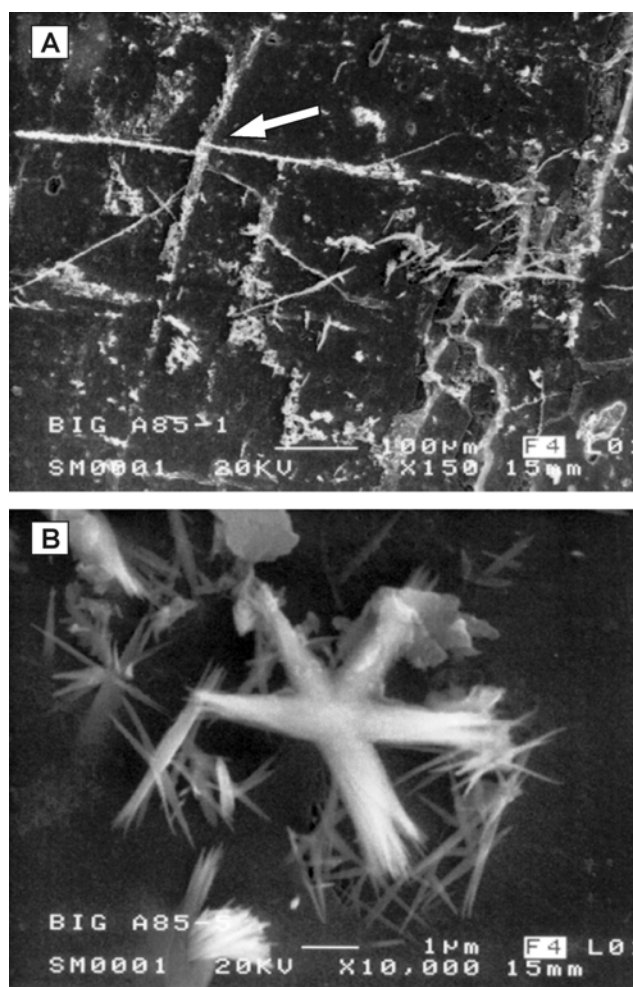


**Fig. 3.2.3.20.** Diagrama en el que se muestra la relación entre el contenido en Fe y Mg del cemento de ankerita. Obsérvese la relación inversa entre los contenidos en uno y otro elemento en cada uno de los análisis efectuados.

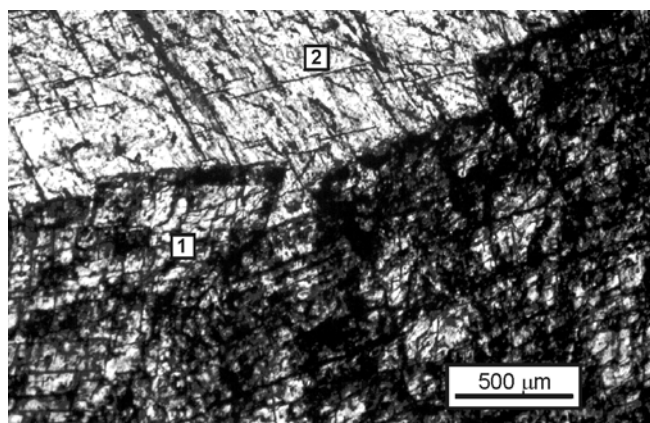
La composición elemental media de la calcita ferrosa (en las zonas no alteradas) es:  $(\text{Ca}_{97.7}\text{Sr}_{0.13}\text{Fe}_{0.96}\text{Mn}_{0.038})(\text{CO}_3)_{100}$ . Sus características más destacables son el alto contenido en Fe (de 0.7 a 1.5 moles%), como ya había evidenciado la tinción, y su muy alto contenido en Mg (de 0.35 a 2.1 moles%), valores que, en ambos casos, son los mayores registrados en cualquiera de los distintos tipos de calcita analizados. Tanto el contenido en Sr como en Mn es muy bajo o se sitúa por debajo del límite de detección. Su composición isotópica varía entre  $-3.70$  y  $-5.13$  ‰ en C y entre  $-6.99$  y  $-9.98$  ‰ en O.

### III.2.3.A.4.c. Mosaicos blocky de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones

Este tipo de calcita, de color anaranjado en muestra de mano, es muy abundante, sobre todo, en las cavidades de disolución desarrolladas en la parte superior de la unidad arrecifal. Está formada por un mosaico de cristales de calcita no ferrosa de tamaños hasta milimétricos y de luminiscencia heterogénea de color amarillo-anaranjado (Fig. 3.2.3.19E). Estos mosaicos se encuentran tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (Cemento III), el sedimento interno y también, de forma abundante, tras la calcita prismática (Figs. 3.2.3.13D; 3.2.3.16), pudiendo rellenar por completo cavidades de hasta varios centímetros de diámetro. Es común que los cementos previos, sobre los que se desarrolla, presenten pequeñas fracturas rellenas por este tipo de calcita.



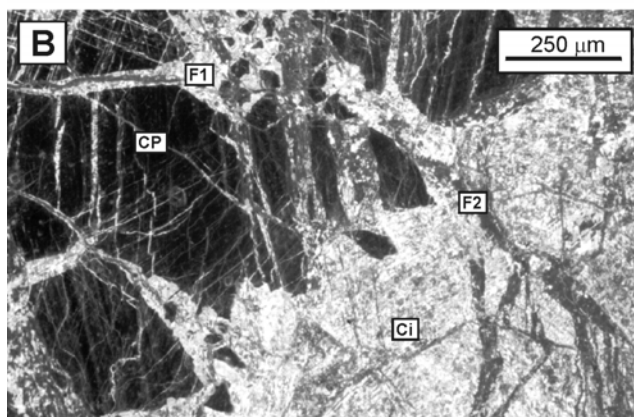
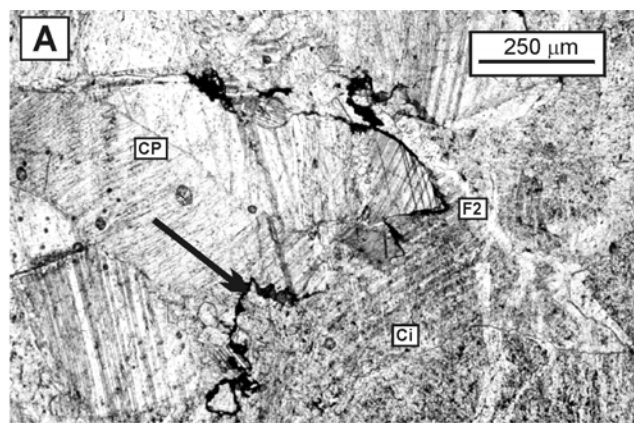
**Fig. 3.2.3.21.** A. Imagen obtenida con el MEB de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se distribuyen principalmente a lo largo de los planos de exfoliación de la calcita (flecha). B. Detalle de la imagen anterior en la que se observan cristales aciculares de los óxidos/hidróxidos de Fe.



**Fig. 3.2.3.22.** Mosaico de calcita con abundantes inclusiones en el que se observa una zona inferior cuyos cristales tienen una mayor cantidad de inclusiones. Estas inclusiones se distribuyen a favor de bandas de morfología euhédrica y con el borde ligeramente curvado (1). En la parte superior estos cristales contienen una proporción menor de inclusiones que se concentran sobre todo a lo largo de los planos de exfoliación de la calcita (2).

Su característica más distintiva es su abundante contenido en inclusiones de calcita ferrosa y, sobre todo, de óxidos/hidróxidos de hierro que suelen ser más abundantes a lo largo de los planos de exfoliación de la calcita (Figs. 3.2.3.21A; B). Sin embargo, en algunas ocasiones, y en las zonas de contacto con los cementos previos sobre los que se desarrolla, esta calcita puede presentar una abundancia mucho mayor de inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro, que además se pueden distribuir a lo largo de bandas curvadas de morfología euhédrica (Fig. 3.2.3.22). En este caso, además, estos cristales de calcita pueden presentar extinción ondulante.

En ambos casos, estos mosaicos de calcita presentan una composición media de:  $(\text{Ca}_{97.7}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.38}\text{Fe}_{0.53}\text{Mn}_{0.035})(\text{CO}_3)_{100}$ . Como se aprecia en la Fig. 3.2.3.2, el contenido en Fe y Mg es muy variable (de 0 a 1.5 moles% y de 0.05 a 1 moles%, respectivamente). Llama la atención que estas calcitas presenten en ocasiones altos valores en Fe, a pesar de teñirse de rosa. Por esta razón, y debido a la gran cantidad de inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro que contiene este tipo de calcita, consideramos que estos altos contenidos en Fe se deben a la contaminación de los análisis por estas inclusiones. El contenido en Sr está en todos los casos por debajo del límite de detección y el contenido en Mn varía entre 0 y 0.11 moles%. La composición isotópica de estos mosaicos es muy variable en C (de -4.52 a -783 ‰) y más homogénea en O (de -7.01 a -7.99 ‰).



**Fig. 3.2.3.23.** A. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa un estilolito (flecha) desarrollado entre un cemento de calcita prismática (CP) y los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones (Ci). Obsérvese como a su vez, la calcita con abundantes inclusiones está afectada por fracturas (F2) cementadas por calcita no ferrosa o ligeramente ferrosa. B. La misma imagen que en la fotografía anterior realizada con CL. En ella se observa que la calcita prismática NL (CP) está afectada por una primera familia de fracturas rellenas de calcita LB idéntica a la de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones (Ci). La siguiente familia de fracturas presenta LM y afecta tanto a la calcita prismática como a la calcita con abundantes inclusiones.

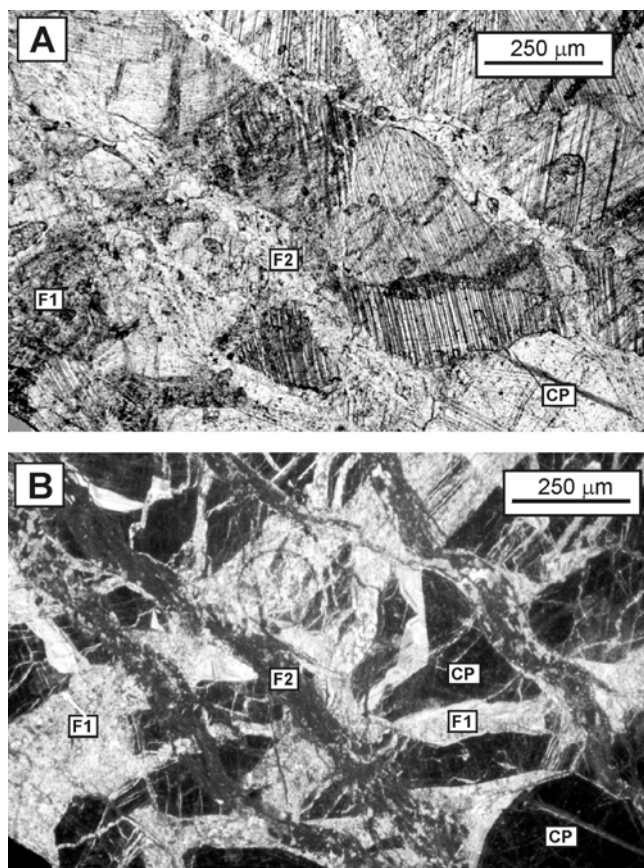
### III.2.3.A.5. Estilolitos

En esta sección estratigráfica los estilolitos se han observado exclusivamente a escala microscópica. Corresponden a juntas no paralelas, simples y suturadas (*sensu* Choquette y James, 1990) que se disponen en cualquier dirección vertical y oblicua. Este tipo de juntas ponen en contacto a los componentes deposicionales con los carbonatos diagenéticos tempranos, o bien a los distintos tipos de carbonatos diagenéticos entre sí. Por ejemplo, se han encontrado entre la calcita prismática y los mosaicos xenotópicos de calcita, así como entre la calcita prismática y el cemento de calcita en mosaico, sedimento interno y los mosaicos de calcita con

abundantes inclusiones (Fig. 3.2.3.23). En estos casos, a lo largo de estas juntas se puede observar una mayor acumulación de material insoluble de color anaranjado.

### III.2.3.A.6. Fracturas

Se han podido distinguir en esta sección estratigráfica dos tipos principales de fracturas (Tipo 1 y Tipo 2) que se diferencian tanto por la calcita que las rellena como por su relación temporal relativa con los estilolitos:



**Fig. 3.2.3.24.** *A. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observan dos sistemas de fracturas. El primero está relleno por un mosaico de calcita con abundantes inclusiones (F1). El segundo sistema de fracturas (F2) afecta al descrito previamente (F1). B. La misma imagen que en la fotografía anterior tomada con CL. En ella se aprecia la calcita prismática (CP) muy fracturada por un primer sistema de fracturas (F1) que en su mayor parte se disponen desde el borde inferior-izquierdo al superior-derecho y que están rellenas por un mosaico de calcita con abundantes inclusiones de LB heterogénea. El segundo sistema de fracturas (F2) presentan una orientación perpendicular al anterior, al que cortan, y presentan un relleno de calcita LM.*

Las fracturas de *Tipo 1* presentan una orientación vertical y transversal a la estratificación, no suelen superar los 2 mm de espesor y están afectadas por los estilolitos. El relleno de las mismas consiste en un mosaico de calcita no ferrosa que presenta abundantes inclusiones de óxidos de hierro y un color anaranjado en muestra de mano. Estas fracturas afectan a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos y su relleno, tanto en muestra de mano como al microscopio de luz transmitida y CL, es indistinguible de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones descritos en el apartado III.2.3.A.4.c, donde estas fracturas finalizan (Figs. 3.2.3.19E; 3.2.3.24).

Las fracturas de *Tipo 2* presentan también una orientación oblicua a la estratificación, pueden llegar a tener hasta más de un centímetro de espesor y longitud métrica y cortan a todos los carbonatos diagenéticos descritos hasta ahora (Figs. 3.2.3.19E; 3.2.3.24). Otra característica de las fracturas de Tipo 2 es que su contacto con la roca encajante corresponde a una superficie estriada y brillante. El aspecto de la calcita que rellena estas fracturas en muestra de mano es de color blanco lechoso y al microscopio se observa un mosaico de cristales de calcita no ferrosa o ligeramente ferrosa y presenta una LM no zonada de color de anaranjado oscuro (Figs. 3.2.3.19E; 3.2.3.24B). Se ha analizado isotópicamente la calcita de una de estas fracturas, de gran tamaño, que atravesaba gran parte de la sección estratigráfica. Los valores obtenidos son:  $\delta^{13}\text{C} = -1.69$  ‰ y  $\delta^{18}\text{O} = -14.37$  ‰.

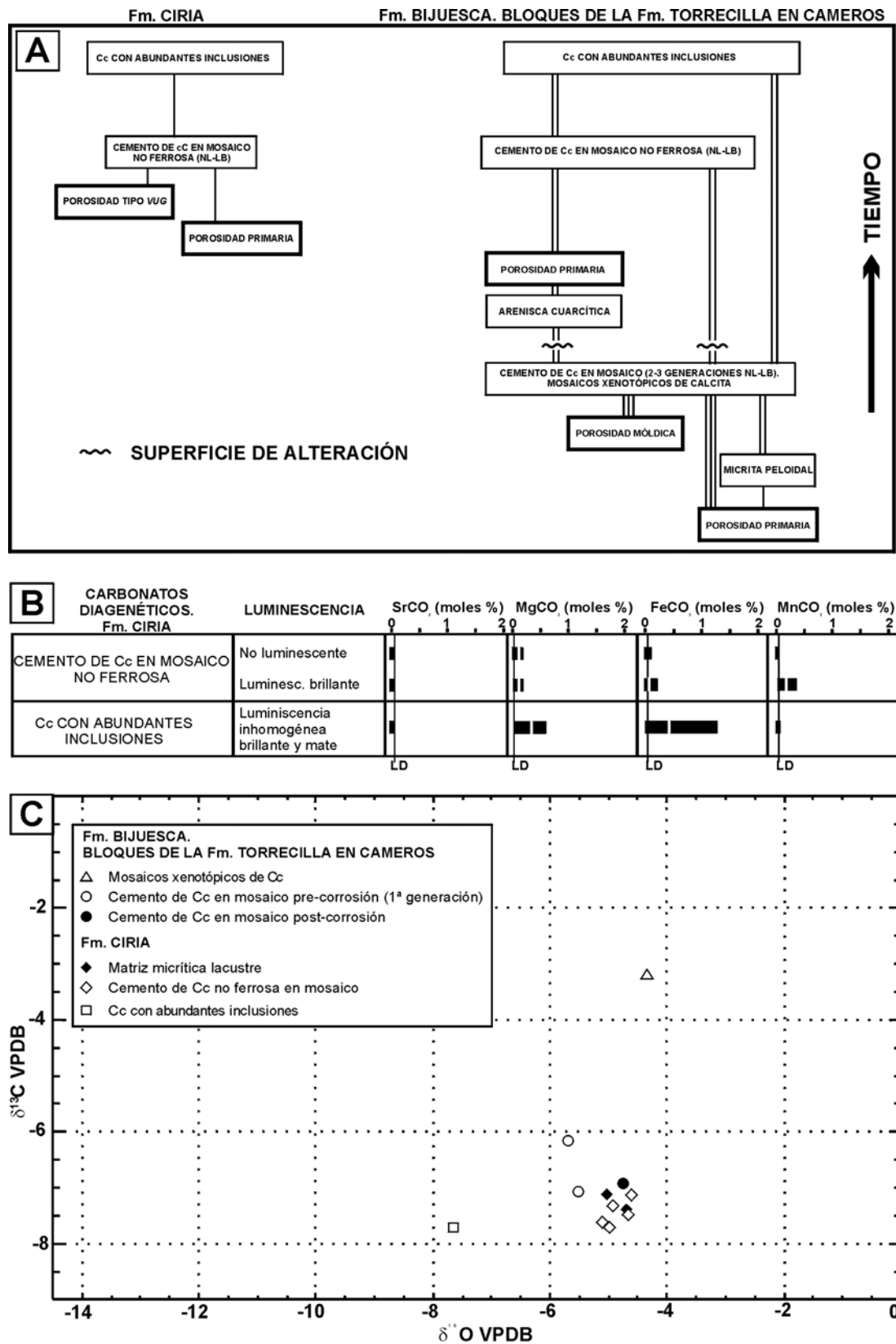
### III.2.3.B. Características petrográficas y geoquímicas de las Fms. Bijuesca y Ciria

La secuencia paragenética y las relaciones de superposición entre los principales carbonatos diagenéticos de las Fms. Bijuesca y Ciria, así como los resultados de la geoquímica elemental e isotópica de los mismos se han resumido en la figura. 3.2.3.25.

#### III.2.3.B.1. La Fm. Bijuesca

##### III.2.3.B.1.a. Características petrográficas y geoquímicas de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros incorporados en la base de la Fm. Bijuesca

Las características petrográficas de estos bloques son, en general, muy similares a las descritas anteriormente para la unidad arrecifal de la que proceden.



**Fig. 3.2.3.25.** **A.** Esquema representativo de la secuencia diagenética observada en los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros que se encuentran en la base de la Fm. Bijuesca y de la secuencia observada en las calizas lacustres de la Fm. Ciria. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagenéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (|||); común (||); poco común (|). **B.** Resumen de las composiciones elementales de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Ciria. Los límites de detección para cada uno de los elementos (LD) se han expresado mediante líneas verticales. Los rangos composicionales observados para cada una de las fases se han representado mediante barras de color negro. Las barras estrecha de color blanco indican las composiciones medias. **C.** Composiciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos diagenéticos observados en los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros presentes en la base de la Fm. Bijuesca, y de los carbonatos de la Fm. Ciria.

En ellos se han podido distinguir todos los carbonatos diagenéticos muy tempranos, descritos en el apartado III.2.3.A.2 y varios de los descritos en los apartados III.2.3.A.3 y III.2.3.A.4, como los mosaicos xenotópicos de calcita, el cemento syntaxial, el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico y los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones.

En este caso, tanto los mosaicos xenotópicos de calcita como el cemento syntaxial presentan características idénticas a los carbonatos diagenéticos que, con el mismo nombre, fueron anteriormente descritos en la Fm. Torrecilla en Cameros, si bien, en el primer caso, no se ha confirmado la naturaleza de las inclusiones presentes en estos mosaicos. La composición isotópica de uno de estos mosaicos xenotópicos es de:  $\delta^{13}\text{C} = -3.20\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = -4.31$ . Estos resultados son muy similares a los de los mosaicos xenotópicos de calcita analizados en la Fm. Torrecilla en Cameros (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.25C).

Con respecto al cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico, éste se ha encontrado también en cavidades móldicas, sobre todo, y en algunas de tipo *vug*. También corresponde a una calcita no ferrosa que presenta un zonado con CL que ha permitido reconocer 2 ó 3 generaciones distintas de cemento (Fig. 3.2.3.26A). Cada una de estas generaciones es NL y finaliza con una banda de LB o con un zonado LB-NL-LB, siendo sus características petrográficas muy similares a las de los Cementos I, II, y III (Fig. 3.2.3.12C). Sin embargo, una característica distintiva es que, en algunas ocasiones, estas generaciones de

cemento se encuentran corroídas o brechificadas. En este caso, y tras una superficie de alteración, se ha podido observar, bien una última generación de cemento, también NL y finalmente LB (Fig. 3.2.3.26B), o bien un sedimento formado por una arenisca de grano fino-medio formada por granos de cuarzo en un 90% y algunos granos carbonáticos que, generalmente son de mayor tamaño (Fig. 3.2.3.26C).

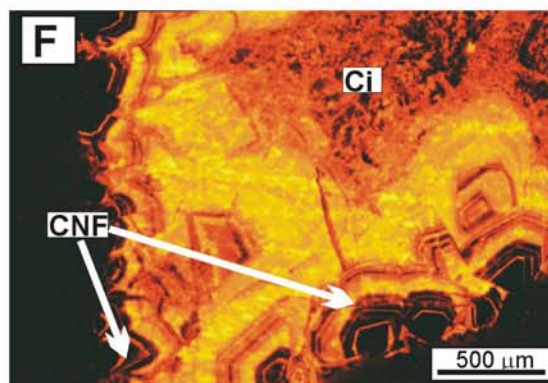
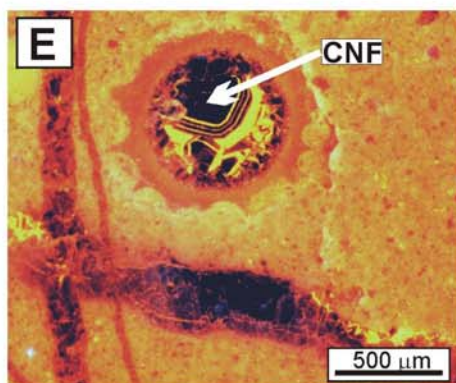
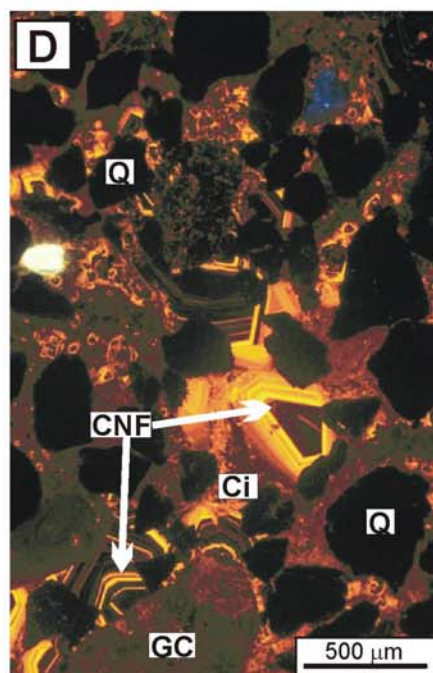
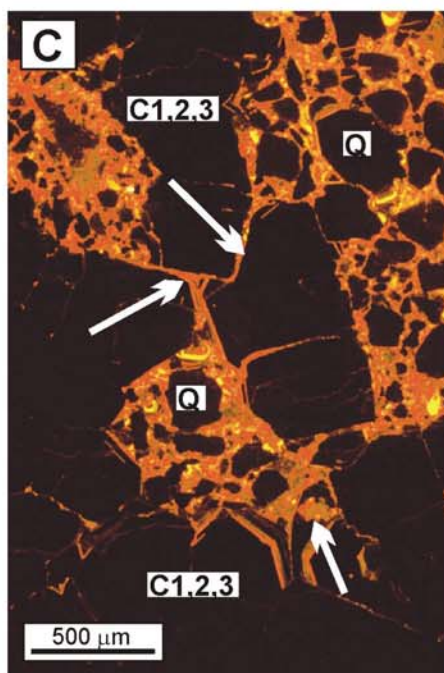
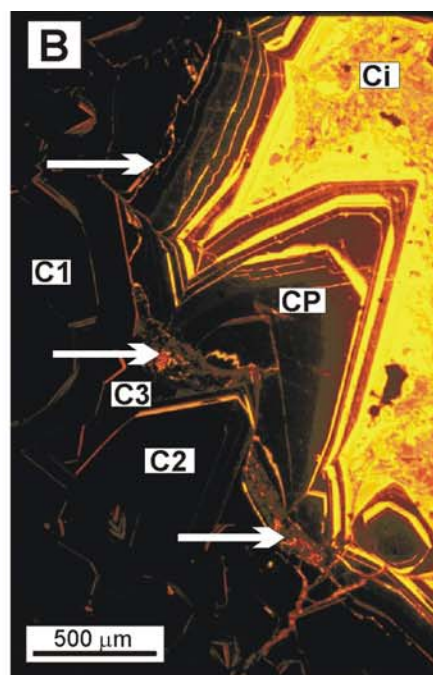
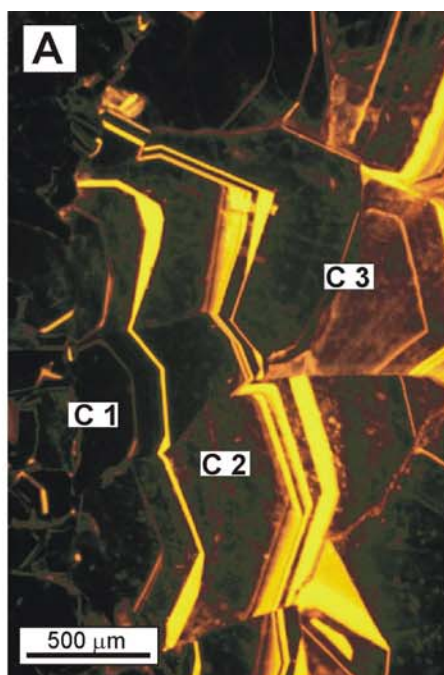
Respecto a la composición isotópica, los cementos de calcita en mosaico analizados consistieron en:

-Una muestra de la única generación de cemento (NL) presente en una cavidad móldica de pequeño tamaño. El resultado es:  $\delta^{13}\text{C} = -7.07\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -5.47\text{‰}$  similar a las composiciones isotópicas obtenidas en el Cemento I de la Fm. Torrecilla en Cameros (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.25C).

-Dos muestras extraídas del cemento en mosaico de una cavidad móldica en el que se podían distinguir 2 generaciones de cementos NL-LB (de las que fue analizada la primera) y una última, posterior, también NL-LB, precipitada tras una superficie de corrosión que afectaba a las 2 generaciones previas (Fig. 3.2.3.26B) y que también fue analizada. Los resultados obtenidos son:  $\delta^{13}\text{C} = -6.17\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -5.65\text{‰}$  para la primera generación (también similares a los del Cemento I de la Fm. Torrecilla en Cameros) y  $\delta^{13}\text{C} = -6.93\text{‰}$  y  $\delta^{18}\text{O} = -4.70\text{‰}$  para la última, precipitada tras la superficie de corrosión (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.25C).

**Fig. 3.2.3.26. A.** Fotografía realizada con CL de la secuencia de cementos observada en las cavidades móldicas de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros que forman la base de la Fm. Bijuesca. En ellas se pueden observar tres generaciones de cementos (C1; C2 y C3), cada una de las cuales es NL-LB. Obsérvese la similitud de estas generaciones con las encontradas en las cavidades móldicas de la parte superior de la Fm. Torrecilla en Cameros (Fig. 3.2.3.12C). **B.** Fotografía realizada con CL de la secuencia de cementos observada en las cavidades móldicas de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros que forman la base de la Fm. Bijuesca. En ella se pueden observar tres generaciones de cementos (C1; C2 y C3), que han sido posteriormente corroídas (flechas). Tras esta superficie de alteración se encuentra una última generación de cemento en mosaico de calcita no ferrosa NL-LB (CP), que va seguida de un mosaico de calcita con abundantes inclusiones y de luminiscencia heterogénea amarillo-anaranjada (Ci). **C.** Detalle realizado con CL de una de las cavidades móldicas de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros en las que las generaciones de cemento C1, C2 y C3, han sido alteradas y brechificadas (flechas). Tras este proceso de alteración se encuentra un relleno formado por una arenisca formada por granos de cuarzo (Q) fundamentalmente. **D.** Fotografía realizada con CL en las areniscas de la Fm. Bijuesca. La mayor parte de los granos son de cuarzo (Q), aunque también se encuentran granos carbonáticos (GC) que generalmente tienen mayor tamaño. Obsérvese que los contactos entre los granos son puntuales y planos. La porosidad intergranular de estas areniscas está cementada por una única generación de calcita no ferrosa y NL-LB (CNF) y posteriormente por calcita con abundantes inclusiones de luminiscencia heterogénea amarillo-anaranjada (Ci). **E.** Fotografía realizada con CL en la que se observa un fragmento de un talo de una carófito de la Fm. Ciria cuya porosidad intragranular está cementada por una única generación de cemento en mosaico de calcita no ferrosa NL-LB (CNF). **F.** Fotografía realizada con CL en una cavidad de disolución de la Fm. Ciria. En ella se observa una única generación de cemento de calcita no ferrosa y NL-LB (CNF) seguida de un mosaico de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci) y de luminiscencia heterogénea amarillo-anaranjada.





Por último, en estos bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros y tras este cemento de calcita no ferrosa en mosaico, también se han observado mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro, similares a los descritos en la unidad arrecifal.

### **III.2.3.B.1.b. Las areniscas de la Fm. Bijuesca**

Las areniscas de esta Formación están formadas por granos en su mayor parte de cuarzo, de tamaño arena media y gruesa que presentan contactos entre los granos puntuales y largos. Los cementos observados en estas areniscas, que rellenan la porosidad intergranular, consisten en mosaicos de calcita no ferrosa, sin inclusiones o con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro. Este cemento, en CL, presenta un zonado NL-LB cuando los cristales de calcita carecen de inclusiones, o presenta una LB-LM heterogénea no zonada cuando la calcita presenta gran cantidad de inclusiones (Fig. 3.2.3.26D).

### **III.2.3.B.2. La Fm. Ciria**

En esta Formación, debido a que está constituida fundamentalmente por calizas *mudstone* y *wackestone*, se han observado escasas cavidades, tanto selectivas de fábrica (intragranulares en las carófitas, y fenestrales) como no selectivas de fábrica de tipo *vug*. Todas estas cavidades están rellenas por un cemento de calcita en mosaico drúsico, sin inclusiones y no ferrosa, que rellena por completo las cavidades de menor tamaño. Con CL se observa un zonado que consiste en una primera zona NL, seguida por un zonado oscilatorio LB-NL-LB que suele finalizar en una banda de LB de mayor espesor y que puede teñirse de color púrpura (Figs. 3.2.3.26E; F). El mayor espesor observado de este cemento es de 3 mm, en las cavidades de mayor tamaño, donde no suelen ocluir por completo la porosidad.

La composición isotópica de la matriz micrítica de estas calizas es de  $-7.14$  y  $-7.41$  ‰ en C y  $-4.98$  y  $-4.66$  ‰ en O, respectivamente.

El cemento de calcita en mosaico, por su parte, presenta composiciones variables, sobre todo de Fe y Mn, en función de su luminiscencia, por lo que carecería de mucho sentido asignarle una composición media. En todos los casos, el contenido en Sr está por debajo del límite de detección y el contenido en Mg varía entre 0.01 y 0.2 moles%. Sin embargo, el contenido en Mn varía entre 0 y 0.01 moles% en las zonas NL, siendo este valor mayor en las zonas de LB de 0.03 a 0.34 moles%. El contenido en Fe es también algo mayor en las zonas LB que en

las NL, ya que en el primer caso es de 0 a 0.22 moles% y, en el segundo caso de 0 a 0.08 moles%.

Tras este cemento de calcita, y exclusivamente en las escasas cavidades observadas mayores de 6-7 mm de diámetro, se encuentra un *mosaico de calcita no ferrosa* que presenta abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro y que presenta un color anaranjado en muestra de mano y una luminiscencia heterogénea de color amarillo-anaranjado (LB-LM) (Fig. 3.2.3.26F). Las inclusiones, al igual que en las calcitas con abundantes inclusiones de la Fm. Torrecilla en Cameros, se distribuyen sobre todo a lo largo de los planos de exfoliación, aunque también, en la zona adyacente al cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico previo, puede contener una mayor proporción de inclusiones.

La composición isotópica de estos mosaicos ricos en inclusiones es de  $-7.73$  ‰ en C y de  $-7.61$  ‰ en O, composición similar a las de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones analizados en la Fm. Torrecilla en Cameros (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.25C).

Por último, cabe señalar que se han encontrado, atravesando a esta unidad, dos tipos distintos de fracturas cuyas características y relaciones de corte son iguales a las que afectaban a la unidad arrecifal.

### **III.2.3.C. Interpretación de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Torrecilla en Cameros**

#### **III.2.3.C.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos**

##### **III.2.3.C.1.a. Micrita peloidal**

Las micritas peloidales han sido descritas por numerosos autores en ambientes arrecifales. Algunos autores las han interpretado como precipitados químicos (Lighty, 1985; Macintyre, 1985; Aissaoui, 1988) dándoles la denominación de cemento peloidal. Sin embargo, son numerosos los autores que consideran que su formación está favorecida por la actividad microbiana (Marshall, 1983; Chafetz, 1986; Sun y Wright, 1989; Chafetz y Buczynski, 1992; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco, 1996a, entre otros). Chafetz (1986) a partir del estudio con MEB del núcleo de estos peloides concluye que su formación se produce por la precipitación de calcita en el interior y alrededor de agrupaciones de bacterias. Sun y Wright (1989), además de interpretar estos componentes como productos de la actividad microbiana por su asociación con fábricas estromatolíticas y espongiostrómicas, encuentran que

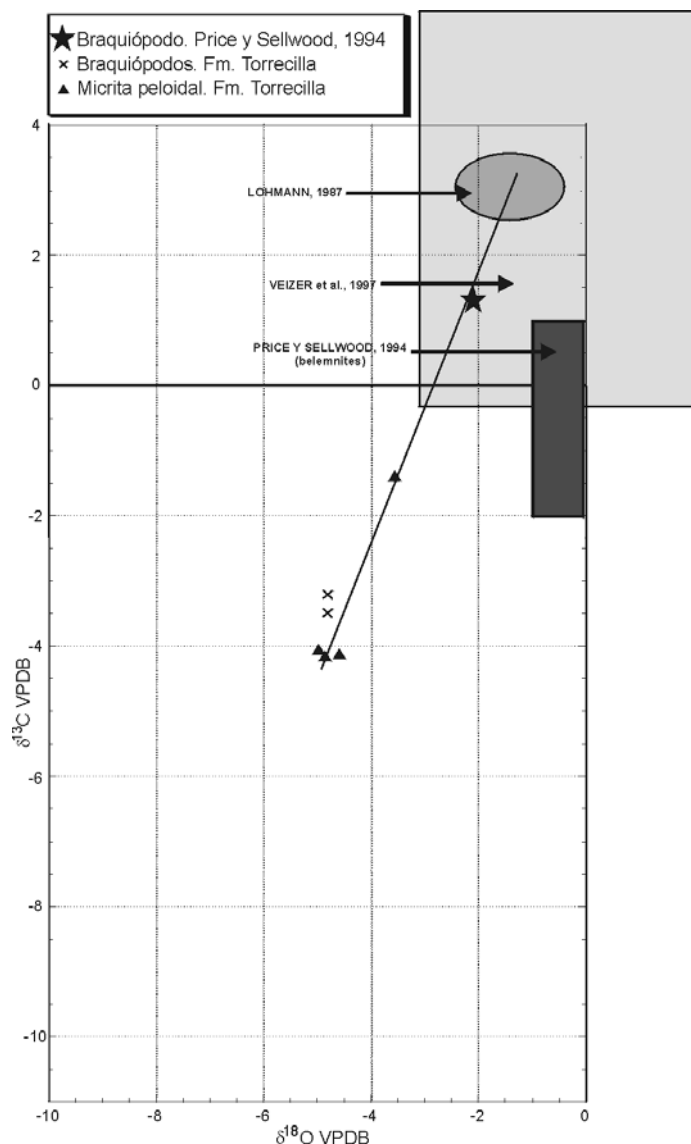
su composición isotópica tanto en carbono como en oxígeno, es bastante ligera (de  $-6.5$  a  $-9.1$  ‰ en C y de  $-14$  a  $-16$  ‰ en O), lo que avalaría su interpretación como productos de una precipitación bioinducida. En cuanto a su composición elemental, los estudios geoquímicos realizados en este tipo de precipitados en arrecifes actuales demuestran que su composición es de calcita de alto contenido en magnesio (HMC) (Tucker y Wright, 1990).

En nuestro caso, como hemos discutido en los capítulos de estratigrafía y sedimentología, consideramos a las micritas peloidales como productos de la actividad orgánica, que se desarrollaron en un ambiente marino freático de baja tasa de sedimentación y rico en nutrientes.

Sin embargo, petrográficamente, los peloides están formados por un mosaico xenotópico de cristales de calcita no sólo de tamaño micrítico (menores a  $4\ \mu\text{m}$ ), sino que en muchos casos el tamaño de estos cristales es mayor (de hasta  $10\text{-}15\ \mu\text{m}$ ) (Fig. 3.2.3B). Por otro lado, su composición elemental es la de una calcita de bajo contenido en magnesio (LMC) y su composición isotópica, ligera, es variable tanto en oxígeno como en carbono y similar en algunos de los casos a la de las conchas de braquiópodos, a la de los mosaicos xenotópicos de calcita y a la del Cemento I (Fig. 3.2.3.2B). Estos valores isotópicos están alejados de las composiciones isotópicas inferidas para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente durante el Kimmeridgiense (Lohmann, 1987), de las obtenidas en belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer *et al.*, 1997) y de las obtenidas en un braquiópodo y en belemnites del Kimmeridgiense-Titónico de Mallorca (Price y Sellwood, 1994) (Fig. 3.2.3.27) que son más pesadas tanto en C como en O.

Todos estos datos sugieren que las micritas peloidales fueron alteradas diagenéticamente con posterioridad a su formación, como de hecho ocurre con la mayor parte de los componentes marinos aragoníticos y de HMC, cuyo potencial de preservación en ambientes diagenéticos no marinos es muy bajo (Longman, 1980; James y Choquette, 1990a; Marshall, 1992, entre otros).

En concreto, consideramos que las micritas peloidales, originalmente formadas por cristales de tamaño micrítico de HMC, sufrieron un proceso de neomorfismo (*sensu* Folk, 1965) durante el cual se produjo su transformación a LMC, lo que supuso además la variación en el tamaño de al menos algunos de los cristales que formaban los peloides y la variación de su composición isotópica original. De cualquier manera, este proceso neomórfico permitió



**Fig. 3.2.3.27.** Composiciones isotópicas de la micrita peloidal y los braquiópodos de la Fm. Torrecilla en Cameros. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos en ostreidos y belemnites del Kimmeridgiense por Veizer *et al.* (1997). El rectángulo de color gris oscuro corresponde a los datos isotópicos obtenidos en belemnites del Jurásico superior de Mallorca por Price y Sellwood (1994). La estrella corresponde al dato obtenido en la concha de un braquiópodo del Jurásico superior de Mallorca por Price y Sellwood (1994). La elipse de color gris corresponde a los datos obtenidos por Lohmann (1987)  $\pm 1$  ‰ para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente en el Kimmeridgiense. Obsérvese como la recta de correlación realizada a partir de los datos isotópicos de la micrita peloidal obtenidos en la Fm. Torrecilla en Cameros converge a los datos de Veizer *et al.*, (1997) y, sobre todo, con los obtenidos por Lohmann (1987) y con el dato del braquiópodo obtenido por Price y Sellwood (1994).

la conservación parcial no sólo de las características texturales, sino también de sus características geoquímicas originales. De hecho, llama la atención el relativamente alto contenido en Mg de estos componentes (Fig. 3.2.3.2A) que, en este caso, podría ser indicativo de su composición de HMC original.

Con respecto a su composición isotópica, si bien en casi todos los casos analizados es más ligera que la composición isotópica supuesta para los carbonatos marinos del Kimmeridgiense (Fig. 3.2.3.27), uno de los análisis realizados nos da una composición algo más pesada tanto en C como en O. Hemos calculado la recta de correlación entre los distintos datos, recta que, al prolongarla hacia los valores más pesados, entra en el campo de los valores que habían sido calculados por Lohmann (1987) y Veizer *et al.*, (1997) y muy cerca del dato obtenido por Price y Shellwood (1994) en un braquiópodo del Kimmeridgiense-Titónico de Mallorca (Fig. 3.2.3.27). Interpretamos que esta coincidencia se debe a que su composición isotópica original fue similar a la de los valores propuestos por estos autores y, en concreto, a los propuestos por Lohmann (1987) para los cementos marinos precipitados inorgánicamente durante el Kimmeridgiense.

Asimismo, las conchas de los braquiópodos, cuya composición isotópica también es similar a la de las micritas peloidales, también fueron alteradas diagénicamente por el mismo tipo de fluido, aunque en este caso, no se aprecia ningún tipo de alteración petrográficamente.

### **III.2.3.C.1.b. Envueltas micríticas**

Estas envueltas han sido interpretadas por muchos autores (Bathurst, 1966, 1975; Flügel, 1982, Tucker, 1987; James y Choquette, 1990b, entre otros) “*como producto de la infestación del carbonato en el fondo marino por una serie de organismos endolíticos como algas azul-verdosas y verdes, hongos y bacterias que producen cavidades de diámetro micrométrico*” (de 1 a 15  $\mu\text{m}$ ) (Tucker y Bathurst, 1990). Estas perforaciones se pueden rellenar por cemento micrítico precipitado fisicoquímicamente o de forma bioinducida en ambientes tropicales y someros (James y Choquette, 1990b). Si el proceso de infestación fuera intenso, el resultado sería la micritización completa de las partículas y su transformación en peloides de morfología, generalmente, irregular (Tucker, 1987; Tucker y Wright, 1990), como los que han sido descritos en el capítulo de estratigrafía y sedimentología.

La composición original de estas envueltas micríticas suele ser calcítica (HMC), sobre todo, o aragonítica (James y Choquette, 1990b), por lo que,

por la misma razón que hemos expuesto para las micritas peloidales, sufrieron un proceso de neomorfismo que las transformó en LMC.

### **III.2.3.C.1.c. Cemento de calcita fibrosa**

El cemento fibroso (tanto de aragonito como de HMC) en forma de franjas isopacas es uno de los más comunes en plataformas carbonáticas someras en general y en sistemas arrecifales en particular (Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990b). En general, para que se produzca cementación en un medio marino se necesitan determinados prerequisites (Tucker y Wright, 1990): Un sustrato estable, ausencia de abrasión mecánica, aguas sobresaturadas en  $\text{CaCO}_3$ , y altas tasas de intercambio de agua (es decir, grandes volúmenes de agua pasando a través de los poros por unidad de tiempo), aguas oxigenadas y tiempo. La mineralogía original calcítica (HMC) o aragonítica depende, no sólo de la relación Mg/Ca, sino también de la tasa de suministro de  $\text{CO}_3^{2-}$  que tendría que ser mayor para favorecer la precipitación de aragonito (Given y Wilkinson, 1985).

En nuestro caso este tipo de cemento es muy poco común, habiéndose observado únicamente en cavidades intrapartícula y *growth-framework* como primera generación de cemento, NL, de LMC (Figs. 3.2.3.2; 3.2.3.4), aunque con cantidades relativamente altas tanto de Sr como de Mg. Estas características sugieren que este cemento precipitó originalmente en un ambiente marino freático y sufrió una transformación neomórfica a LMC. Si bien no disponemos de inclusiones que nos puedan indicar su composición aragonítica o de HMC original, el hecho de que las partículas deposicionales originalmente aragoníticas, como corales y gasterópodos estén disueltas en su mayor parte y de que las originalmente constituidas por HMC (como equinodermos y micrita peloidal) estén, aunque neomorfizadas, texturalmente bien conservadas sugiere que la composición original de este cemento fibroso, relativamente bien conservado, fue originalmente de HMC. El proceso neomórfico se produjo por la llegada de un fluido de naturaleza oxidante, como lo ponen de manifiesto el hecho de que actualmente la calcita que lo forma sea NL y la ausencia de Fe y Mn en su estructura (Dorobek, 1987; Machel y Burton, 1991).

Por otro lado, el hecho de que este cemento sea tan escaso en esta sección estratigráfica podría deberse a que, como se comentó anteriormente, se necesitan grandes volúmenes de agua atravesando los poros para su precipitación, ya que el resto de las condiciones sí fueron favorables para su precipitación. Como se comentó en el capítulo de estratigrafía y

sedimentología, las colonias de coral en esta sección se desarrollaron en su mayoría por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal y además estas facies bioconstruidas *s.s.* están asociadas a facies *floatstone* y *packstone*. Así, por un lado, las tasas de intercambio de agua fueron más bajas que en una zona continuamente agitada por el oleaje y, por otro, las facies alóctonas asociadas, con gran cantidad de fango micrítico de muy baja permeabilidad, podrían haber impedido el flujo necesario de agua marina a través de los poros que hubiera favorecido el proceso de cementación.

### III.2.3.C.2. Carbonatos diagenéticos tempranos

#### III.2.3.C.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita

Como se explicó en los apartados anteriores, tanto el aragonito como la HMC, que componen la estructura de la mayor parte de los fósiles y carbonatos marinos someros, tienen un potencial de preservación muy bajo, por lo que tienden a disolverse o neomorfizarse (a LMC) durante su diagenésis. Por lo general el producto de este proceso de neomorfismo es un mosaico de cristales de calcita de bajo contenido en Mg que suele presentar estructuras e inclusiones relictas de aragonito (James, 1974; Pingitore, 1976; Martin *et al.*, 1986; Saller, 1992, entre otros). La porosidad de las microestructuras originales de los fósiles aragoníticos es un factor que influye en la rapidez con la que estos procesos se producen, y en el grado de apertura del sistema (Martin *et al.*, 1986). Por otro lado, la química original de estos fósiles aragoníticos puede verse fuertemente alterada dependiendo, también en este caso, de su porosidad original (Martin *et al.*, *op. cit.*). De hecho, el aragonito (ortorrómbico) tiende a incorporar Sr en su estructura, hasta casi 8000 ppm en algunos corales actuales (Martin *et al.*, *op. cit.*), mientras que la calcita (romboédrica) tiende a incorporar iones de menor tamaño como el Mg (Veizer, 1983).

En concreto, los corales escleractinios, principales componentes fósiles de esta sección estratigráfica, tienen una composición original aragonítica, y una microestructura que, al menos en los corales de tipo microsolénido (muy abundantes en esta sección), es muy porosa (Ali, 1983).

Estas consideraciones previas se han realizado ya que los mosaicos xenotópicos de calcita, con abundantes inclusiones de fluorita, oxalato cálcico y materia orgánica, se encuentran ocupando el lugar que, en origen, ocupaba el esqueleto aragonítico de los corales que interpretamos que sufrió un proceso neomórfico que dio lugar a la formación de estos mosaicos de calcita.

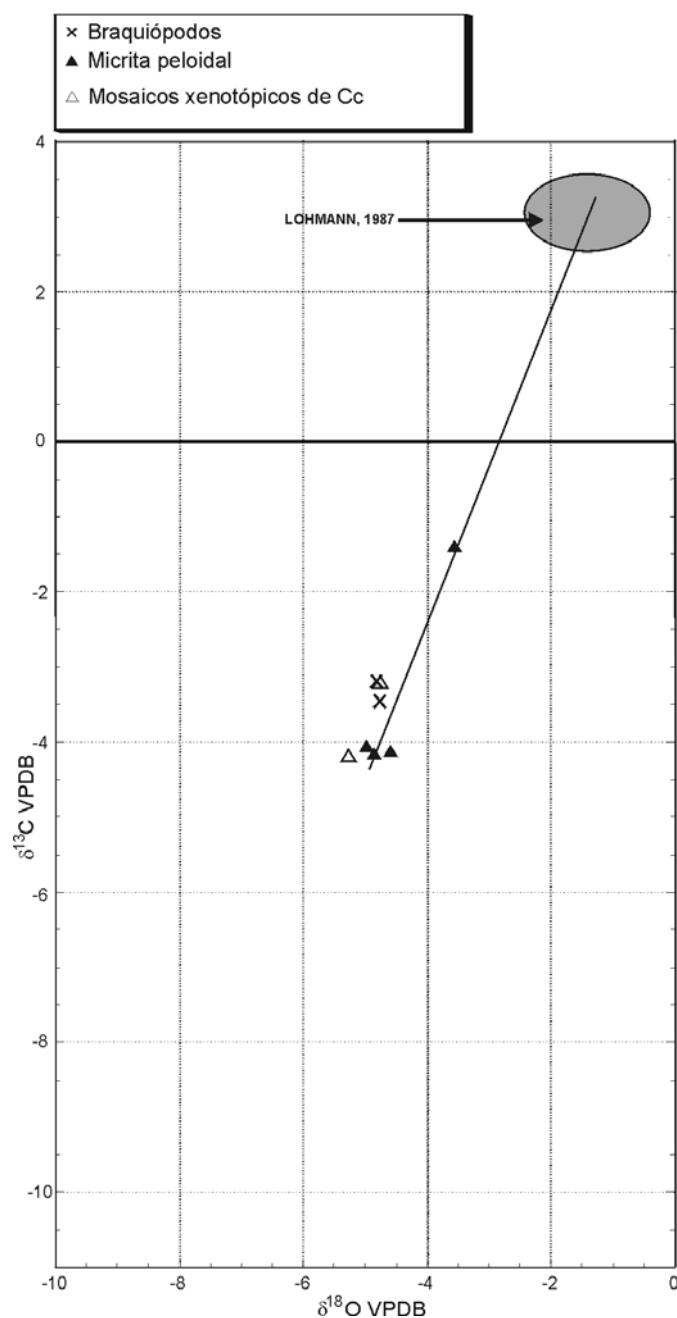
Se han descrito inclusiones de materia orgánica y de aragonito en el interior de los cristales de calcita producto del neomorfismo de corales (Martin *et al.*, 1986; Saller, 1992). Sin embargo, no hemos encontrado ningún trabajo que haga referencia a la presencia de minerales formados por oxalato cálcico, como la whewellita y weddelita (Deganello, 1981), o fluorita en la estructura de los corales. Sí han sido descritos minerales de oxalato cálcico formando parte de la estructura de algas verdes del tipo *Penicillus* (Friedmann *et al.*, 1972), adheridos a las hifas de los hongos en algunos tipos de suelos (Graustein *et al.*, 1977) y relacionados con la materia orgánica embebida en los sedimentos (Hoefs, 1969). Asimismo, han sido descritas fluoritas muy tempranas en medios de *sabkha* donde precipitaron a partir de salmueras marinas muy concentradas (Cook *et al.*, 1985), aunque en nuestro caso no hay ninguna evidencia de que hubiera existido este tipo de ambiente o este tipo de salmueras.

En esta sección estratigráfica, tanto la fluorita como los cristales de oxalato cálcico y restos de materia orgánica se encuentran englobados en el interior de los cristales de calcita (Figs. 3.2.3.5 a 3.2.3.8), por lo que éstos habrían precipitado, si no durante el crecimiento de los corales, al menos previamente a la calcita que los engloba. Por otro lado, estas inclusiones están restringidas a los cristales y áreas de los cristales que ocupan el lugar del esqueleto, estando ausentes en las áreas de los cristales que ocupan el espacio de la porosidad primaria de tipo *growth-framework* del coral (Fig. 3.2.3.6). Estas características nos hacen considerar que su existencia puede estar relacionada de algún modo con la estructura del coral. Es posible que quizás la precipitación de estos minerales, al menos la de los oxalatos cálcicos, se debiera a la presencia de materia orgánica procedente del coral, o quizás estuviera relacionada con la actividad de hongos, como proponen, aunque en otro tipo de ambientes, Graustein *et al.* (1997) y Hoefs, (1969). De hecho, estos corales fueron afectados por un proceso de micritización en sus bordes producido por la actividad de organismos microendolíticos, entre los que se encuentran los hongos.

Por otro lado, la calcita que engloba a estas inclusiones es no ferrosa, NL, contiene cantidades apreciables tanto de Sr como Mg y presenta una composición isotópica negativa, tanto en C como en O, similar a la de la micrita peloidal, braquiópodos y Cemento I (Fig. 3.2.3.2; 3.2.3.28). El hecho de que esta calcita no contenga ni Fe ni Mn, indica la no disponibilidad de estos dos elementos, en estado reducido, en el fluido a partir del cual precipitó, por lo que una explicación inmediata es que este fluido era oxidante. De cualquier forma el contenido tanto



en Sr como en Mg es relativamente alto. Ambos elementos probablemente procedieron del aragonito (que admite gran cantidad de Sr) que formaba el esqueleto de los corales.



**Fig. 3.2.3.28.** Composiciones isotópicas de los mosaicos xenotópicos de calcita de la Fm. Torrecilla en Cameros. Obsérvese la similitud con los datos obtenidos en la micrita peloidal y los braquiópodo.

La composición isotópica de estos mosaicos neomórficos es más negativa que las composiciones inferidas para los cementos marinos abiogénicos del Kimmeridgiense (Lohmann, 1987), las obtenidas en belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer *et al.*, 1997); en belemnites, braquiópodos en el Kimmeridgiense-Titónico de Mallorca (Price y Sellwood, 1994) y en corales actuales (Martin *et al.*,

1986), por lo que consideramos que ésta también fue modificada respecto a la composición original del aragonito. El hecho de que, por el contrario, la composición isotópica de estos mosaicos sea tan similar a la del Cemento I nos hace considerar que este proceso neomórfico se produjo por el mismo fluido a partir del cual precipitó el Cemento I (ver siguiente apartado).

Con respecto al mecanismo por el cual se puede producir este tipo de neomorfismo, o calcitización, *sensu* Tucker (1985), una de las hipótesis más ampliamente aceptada es aquella por la cual el proceso de transformación aragonito-LMC se produce a partir de una delgada película de agua que migra a través de los fósiles aragoníticos. La sustitución mineralógica se produce en un sistema semicerrado, donde tiene lugar la disolución del aragonito y la precipitación de la calcita simultáneamente, volumen por volumen y por tanto se preservan relictos de la estructura original (Friedman, 1964; Kinsman, 1969; James, 1974; Pingitore, 1976; Brand y Veizer, 1980; Martin *et al.*, 1986; Maliva y Dickson, 1992; Maliva, 1998; Calvet, 1999, entre otros). El contacto entre la calcita y el aragonito en los frentes neomórficos puede ser neto o puede contener una zona con aragonito parcialmente disuelto (zona *chalky*) (James, 1974; Pingitore, 1976; Maliva, 1998).

Sin embargo, esta hipótesis ha sido puesta en duda como origen del neomorfismo de los fósiles aragoníticos de las calizas pleistocenas de Yucatán, Bahamas y del atolón de Enewetak (Saller, 1992). Este autor considera que la calcitización del aragonito en estas unidades se produjo en dos etapas: en una primera fase la disolución parcial del aragonito, generó abundante microporosidad intrafábrica que pudo llegar a ser del 40 al 90%. Antes de que se produjera la disolución total del aragonito, la calcita esparítica precipitó en el interior de estas cavidades incluyendo, por tanto, restos de aragonito y materia orgánica. Es decir, la calcitización se produciría por un proceso de disolución-cementación que además no tendría por qué producirse simultáneamente. Por otro lado, tanto las concentraciones en Mg como las composiciones isotópicas de esas calcitas neomórficas son similares a las de los cementos calcíticos del Pleistoceno, por lo que este autor considera que el proceso de calcitización se produjo en un sistema relativamente abierto.

En nuestro caso las características petrográficas y geoquímicas de estos mosaicos neomórficos y del Cemento I adyacente son, en muchos aspectos, muy similares. Ambos tipos de calcita son no ferrosas y NL, tienen una composición isotópica muy similar (Fig. 3.2.3.2B) e, incluso, en las zonas de contacto,

un mismo cristal de calcita puede pertenecer al Cemento I en parte y en parte a la calcita neomórfica (Fig. 3.2.3.5; 3.2.3.6). En cuanto a la composición elemental, si bien, en conjunto, el Cemento I presenta bajos contenidos en Sr y Mg, cuando este cemento es adyacente a la calcita neomórfica tiene contenidos de hasta 1.2 moles% tanto de  $\text{SrCO}_3$  como de  $\text{MgCO}_3$ , valores ambos muy similares a los de la calcita neomórfica (Fig. 3.2.3.2A). Todas estas características nos han hecho considerar que la hipótesis que explica mejor el neomorfismo de los corales de la Fm. Torrecilla en Cameros de esta sección estratigráfica es la propuesta por Saller (1992). Es decir creemos que el neomorfismo/calcitización de los corales se produjo como consecuencia de un proceso de disolución/cementación, en un sistema abierto y bajo una relación fluido/roca relativamente alta. De cualquier manera, y para mantener la nomenclatura hasta ahora utilizada, seguiremos hablando de calcitas neomórficas, cuando se conserven relictos de la textura o fábrica de los carbonatos originales y de cementos de calcita cuando no se preserve ningún tipo de relictos, porque la disolución del precursor fuera total.

### **III.2.3.C.2.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico**

Este tipo de cemento se encuentra rellenando cavidades primarias (tras los carbonatos de origen marino descritos anteriormente) y en cavidades de disolución de tipo *vug*, sobre todo, móldicas, por lo que precipitó tras haberse producido la disolución de los corales y demás partículas aragoníticas. Por otro lado, este tipo de cemento rellena la porosidad entre los oolitos, situados en el techo de la sección estratigráfica, que preservan un alto volumen intergranular, y cuyos contactos son puntuales o largos, por lo que su precipitación impidió la compactación mecánica y un mayor empaquetamiento de los mismos.

Aunque en el apartado III.2.3.A.3.b describimos distintas generaciones de este cemento, sus características comunes sugieren que su precipitación se produjo en el mismo ambiente diagenético.

Estas calcitas son no ferrosas (salvo alguna excepción que se explicará posteriormente) y presentan un zonado que suele comenzar con una franja gruesa NL y finaliza con una zonado LB-NL-LB. En alguna ocasión, como en los cementos II y III de la parte basal de la secuencia, la luminiscencia suele ser mate con tonos marrones y anaranjados (Figs. 3.2.3.12D; E)). En todos los casos las zonas tapizan por completo las paredes de las cavidades, lo que indica que su precipitación se produjo en un

ambiente freático. Las zonas NL presentan siempre muy bajos (o nulos) contenidos en elementos traza (Fig. 3.2.3.2A), salvo el Cemento I en las zonas adyacentes a las calcitas neomórficas que sustituyen al esqueleto de los corales, donde aumenta su contenido en Sr y Mg. Estas características sugieren que su precipitación se produjo a partir de un fluido oxidante muy pobre en Sr, Mg, y Fe y Mn en estado reducido, que no habrían estado disponibles para su incorporación en la red de la calcita (Machel y Burton, 1991). El alto contenido en Sr y Mg en las zonas adyacentes a la calcita neomórfica procedería, como se discutió en el apartado anterior, del Sr y Mg del aragonito neomorfizado.

Sin embargo, las zonas LB, aunque con bajos contenidos en Sr y Mg, presentan valores mayores en Fe y, sobre todo, en Mn que es el elemento que suele activar la luminiscencia en carbonatos (Machel *et al.*, 1991). Estas características son compatibles con la precipitación en un ambiente subóxico con Fe y, sobre todo, Mn en estado reducido disponibles para su incorporación en la red de la calcita. Por otro lado, estas bandas LB suelen alternar con otras NL y que no contienen ni Fe ni Mn. Esto sugiere que estas zonas de luminiscencia alternante precipitaron a partir de un fluido de características cambiantes óxicas y subóxicas.

Por último, las zonas LM presentan valores, aunque apreciables, bajos en Mn y, sobre todo, en Fe que además produce la inhibición de la luminiscencia (Machel *et al.*, 1991). Estas características indican que estas bandas precipitaron a partir de un fluido reductor, aunque, en cualquier caso, la cantidad tanto de Mn como de Fe reducido era escasa.

Con respecto a las composiciones isotópicas, en general estas calcitas presentan valores negativos tanto en el  $\delta^{18}\text{O}$  como en el  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 3.2.3.2B). Valores negativos en el  $\delta^{18}\text{O}$  pueden conseguirse bien porque la composición isotópica del fluido a partir del cual precipitan sea negativa o bien, a partir de un fluido, más pesado isotópicamente, pero a mayores temperaturas (Faure, 1986; Rollinson, 1993; Hoefs, 1997). En nuestro caso es improbable que estas calcitas precipitaran a altas temperaturas. Se han observado inclusiones fluidas monofásicas (con sólo fase líquida) primarias (Fig. 3.2.3.12A), lo que sugiere que estas calcitas precipitaron a temperaturas no superiores de 50° C (Goldstein y Reynolds, 1994). Creemos, por tanto, que la composición isotópica negativa en oxígeno se debe a que la precipitación de estos cementos tuvo lugar a partir de fluidos isotópicamente ligeros.

Las composiciones isotópicas del C de estas calcitas suelen ser también ligeras, lo que supone la



incorporación de carbono ligero probablemente procedente de la oxidación de la materia orgánica, que tiene una composición isotópica muy negativa (Hoefs, 1997).

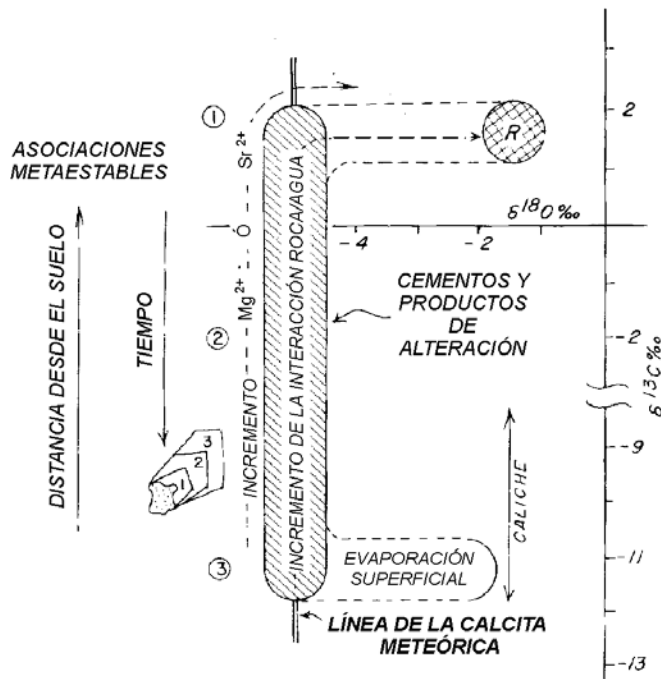
Todas estas características petrográficas y geoquímicas de los cementos de calcita en mosaico drúsico son típicas de las calcitas precipitadas en un ambiente freático meteórico de baja temperatura. Sin embargo, la variación en el contenido en elementos traza, obtenida mediante los análisis geoquímicos puntuales, y el zonado en CL, indican condiciones de precipitación cambiantes durante el crecimiento cristalino. Las bandas NL, predominantes, reflejan una precipitación en condiciones oxidantes y por tanto pudieron precipitar en la zona activa del acuífero. Las bandas LB, con  $Mn^{2+}$  y  $Fe^{2+}$  en su estructura, precipitaron bajo condiciones subóxicas en una zona estancada del acuífero. El hecho de que estas bandas presenten un mayor contenido en Mn, con respecto al de Fe, se podría deber a que el Mn se reduce antes que el Fe y por tanto se incorpora antes a la estructura de la calcita (Coleman, 1985; Dorobek, 1987; Machel y Burton, 1991), o bien a que en los sistemas que contienen  $H_2S$ , durante esta etapa precipitaría  $FeS_2$ ; el carbonato coetáneo entonces sería pobre en  $Fe^{2+}$  y, por tanto, de luminiscencia brillante (Frank *et al.*, 1982). De hecho, en esta sección estratigráfica se han encontrado pseudomorfos de piritita dispersos en la matriz micrítica de la roca. El hecho de que al final de cada generación comúnmente alternen las bandas NL-LB indica que estas condiciones oxidantes y subóxicas se alternaron en el tiempo, quizás como consecuencia de la estacionalidad y fluctuaciones en el nivel freático. Las zonas de luminiscencia mate que se encuentran en la parte basal de la unidad arrecifal, probablemente también precipitaron en una zona estancada del acuífero, aunque con poco Mn disponible que quizás ya había sido incorporado en su mayoría en las bandas de LB.

Los análisis elementales y la luminiscencia observada en estas calcitas sugieren que la acción inhibidora de la luminiscencia que produce el Fe es menor cuanto mayor es la concentración de Mn. Como se comentó en el capítulo de metodología, no está todavía claro qué proporción de Fe/Mn se necesita para inhibir la luminiscencia producida por el Mn (Frank *et al.*, 1982; Fairchild, 1983; Ten Have y Heijnen, 1985; Machel *et al.*, 1991, entre otros). En nuestro caso hemos observado que las calcitas LB, en general, tienen un contenido algo mayor en Mn que en Fe (que, en cualquier caso, es superior a 0.35 moles% de  $MnCO_3$ ). Sin embargo, en algunos casos, como en el Cemento III (Fig. 3.2.3.2.A), el contenido en Fe de estas zonas puede ser igual o incluso superior al del Mn (hasta 0.5 moles% en ambos casos) y la calcita sigue manteniendo la misma luminiscencia, por lo que, en

este caso, el aumento del contenido en Fe hasta igualar o incluso superar el del Mn, no fue suficiente como para inhibir la luminiscencia. En las zonas de luminiscencia mate, por el contrario, el contenido en Fe, de hasta 0.3 moles%, suele ser mayor que el de Mn que no supera los 0.1 moles%. En este caso, la concentración del Fe sí habría sido suficiente como para inhibir la luminiscencia. Estas observaciones sugieren que la acción inhibidora del Fe es mayor cuanto menor es la concentración de Mn. A medida que el contenido en Mn aumenta, valores iguales o incluso algo mayores en Fe no son suficientes para producir la inhibición.

Por otro lado, los sistemas diagenéticos meteóricos pueden ser abiertos, es decir dominados por el fluido, o cerrados, dominados por la roca. En un sistema abierto (de baja interacción roca/fluido) los carbonatos diagenéticos, producto del neomorfismo del aragonito y HMC o precipitados en la porosidad en forma de cemento, tendrán una concentración baja en los elementos que, siendo abundantes en la roca que se está alterando (como Sr y Mg en aragonito y HMC, respectivamente), presentan un coeficiente de distribución menor de 1. Sin embargo, en sistemas cerrados (con alta interacción roca/fluido) estos cationes se mantendrán en las fases diagenéticas debido a que sus concentraciones se irán incrementando en el fluido (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987). El Fe y Mn, aunque presentan un coeficiente de distribución mayor que 1, no reflejan, como el Sr y Mg, el grado de apertura del sistema, por un lado porque no proceden de las rocas que se están alterando (aragonito y calcita) y, por otro, porque su presencia o no en los carbonatos diagenéticos depende de las condiciones redox del sistema (Lohmann, 1987).

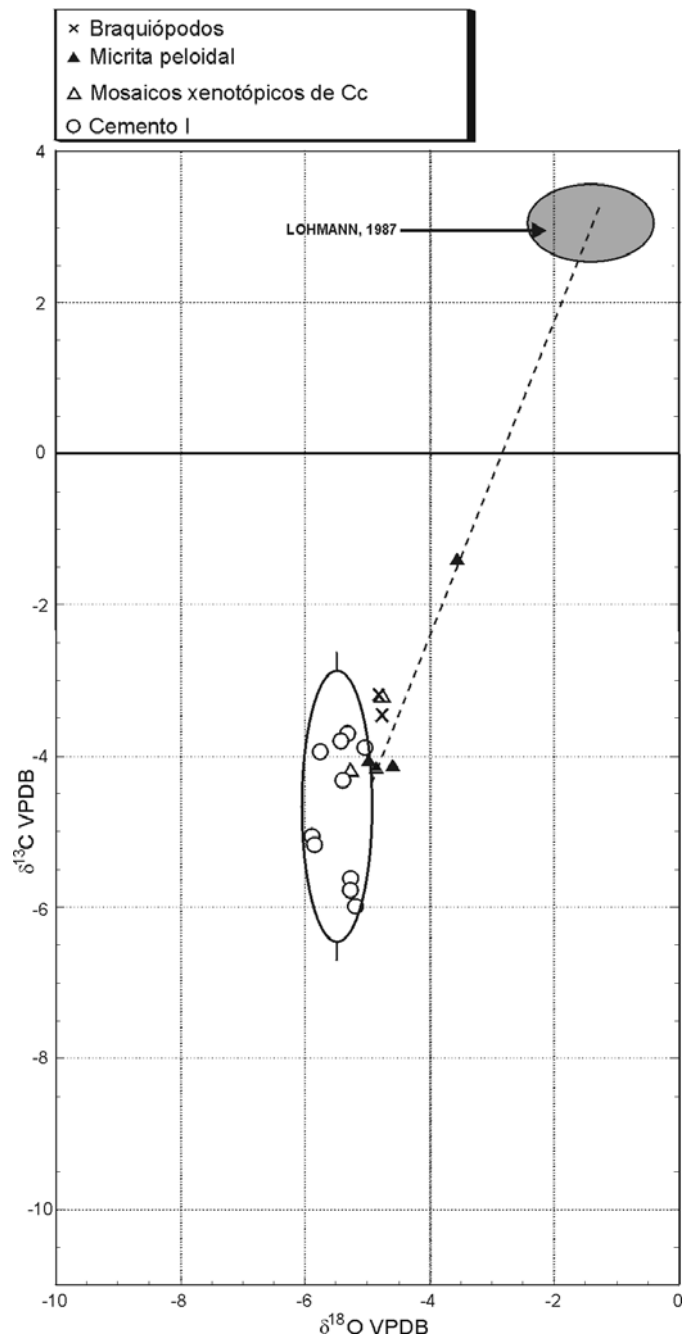
En esta sección estratigráfica correspondiente a una unidad marina arrecifal, donde la composición original de la mayor parte de los componentes era aragonítica o de HMC, la precipitación de estos cementos tuvo lugar en un sistema abierto, dominado por el fluido. Las proporciones de Sr y Mg, abundantes en las fases originales, son extremadamente bajas o incluso nulas. Solamente las zonas adyacentes a los corales neomorfizados tienen, en algunos casos, contenidos mayores en Sr y Mg que, en cualquier caso, son extremadamente bajos comparados con los contenidos originales de Sr y Mg en el aragonito y HMC original (ver apartado anterior). Por otro lado, el hecho de que exista una proporción mucho mayor componentes originalmente aragoníticos disueltos que neomorfizados avala esta hipótesis, ya que en sistemas cerrados predominan los procesos de disolución incongruente y neomorfismo (Martin *et al.*, 1986; Lohmann, 1987; Tucker y Wright, 1990; Maliva, 1998).



**Fig. 3.2.3.29.** Gráfico idealizado que muestra las variaciones características en el  $\delta^{18}O$  y  $\delta^{13}C$  de los carbonatos meteóricos y sus causas. Traducida de Lohmann (1987).

En nuestro caso, si bien tanto la luminiscencia como las composiciones elementales de estos cementos son similares, las composiciones isotópicas en O varían de manera importante entre las distintas generaciones, de modo que habrían precipitado a partir de fluidos de distintas características (aunque en todos los casos meteóricos), o bien bajo distintas condiciones ambientales. Las composiciones isotópicas de los cementos I, II y III son típicas de ambientes meteóricos (Hudson, 1977; Dickson y Coleman, 1980; Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1987, entre otros). Los valores negativos del  $\delta^{18}O$  se deben al hecho de que las aguas meteóricas a partir de las cuales precipitan, proceden en última instancia, de las aguas de lluvia, cuya composición isotópica en oxígeno es típicamente negativa (Hudson, 1977; Anderson y Arthur, 1983). Los valores negativos en el  $\delta^{13}C$  se deben a la incorporación de C ligero procedente de la oxidación de la materia orgánica de los suelos desarrollados en la superficie (Allan y Matthews 1977; Salomon y Mooks, 1986; Lohmann, 1987). Otra característica común en ambientes meteóricos es el hecho de que las calcitas precipitadas en un mismo sistema meteórico presentan composiciones isotópicas muy constantes en O y variables en C, dando lugar a lo que Lohmann (1982; 1987) denomina líneas meteóricas. Este tipo de tendencias son características de sistemas con una interacción roca/fluido cambiante durante la precipitación de las distintas fases diagenéticas a partir de un fluido diagenético específico (Lohmann, 1987) (Fig. 3.2.3.29). Los carbonatos marinos tienen composiciones isotópicas más estables que para el

Kimmeridgiense son algo positivas en C, y ligeramente negativas en O (Lohmann, 1987) (Fig. 3.2.3.30). Estos carbonatos son inestables bajo condiciones meteóricas. Así, con la llegada de un fluido meteórico, el aragonito y HMC, típicos de los ambientes marinos, tienden a disolverse (y entonces precipitar LMC en la porosidad creada) o a neomorfizarse (Longman, 1980; James y Choquette, 1990, entre otros). Si estos procesos se producen en un sistema abierto, las composiciones isotópicas de los carbonatos diagenéticos tienen un  $\delta^{18}O$  invariable,



**Fig. 3.2.3.30.** Composiciones isotópicas del Cemento I de la Fm. Torrecilla en Cameros. La elipse vertical define la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores isotópicos de C y O de esta generación. Obsérvese la similitud de los valores isotópicos de los braquiópodos, micrita peloidal y mosaicos xenotópicos de calcita, con los del Cemento I.

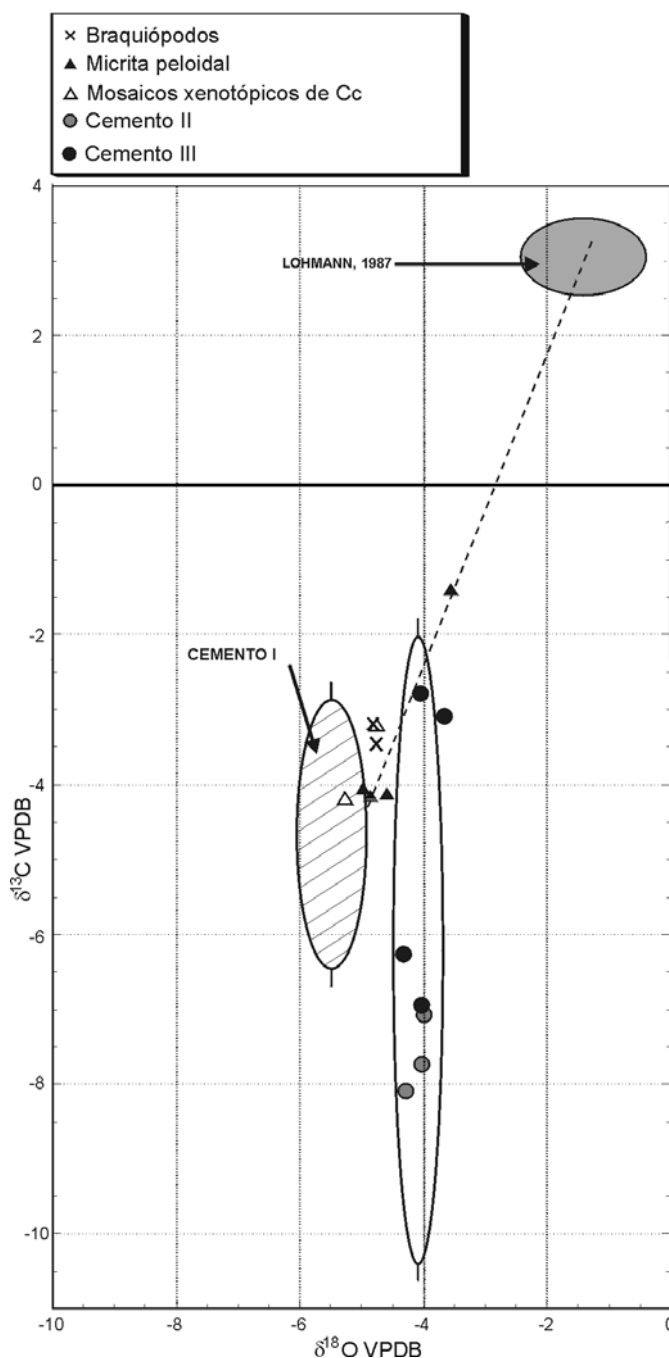
derivado de la composición isotópica del fluido y de la temperatura. La composición isotópica en C se deriva, en este caso, de la composición isotópica del  $\text{CO}_2$  disuelto en el fluido que procedería a su vez de las fases que se estuvieran disolviendo (con C positivos o cercanos a 0 ‰) y de la oxidación de la materia orgánica generada en el suelo, de valores negativos, cuya influencia es menor a mayor distancia del suelo (Allan y Matthews, 1982, Lohmann, 1987). Si el sistema fuera más cerrado y dominado por la roca, las composiciones isotópicas, sobre todo del C, se acercarían más a los valores isotópicos de la roca original (Fig. 3.2.3.29).

Las características isotópicas del Cemento I indican que precipitó en un sistema progresivamente más abierto. El Cemento I presenta una composición en O bastante constante, cuyo valor medio es de  $-5.5$  ‰, y una composición en C variable entre  $-3.8$  y  $-6$  ‰ (Fig. 3.2.3.30). Esta tendencia refleja, al igual que su composición elemental, que esta generación de cemento precipitó en un sistema diagenético abierto, donde las composiciones isotópicas en oxígeno derivaron del agua meteórica a partir de la cual precipitó. La composición isotópica en C negativa implica la incorporación de  $^{12}\text{C}$  procedente de la materia orgánica de la superficie. Por otro lado, en esta generación los valores más pesados en C se han encontrado en sus primeras fases de crecimiento y los más negativos en las áreas finales, más externas. Esta tendencia implica un cambio hacia condiciones del sistema cada vez más abiertas, con una mayor influencia isotópica del  $\text{CO}_2$  procedente del suelo (Lohmann, 1987) (Fig. 3.2.3.29).

Como se explicó en los apartados anteriores, tanto los mosaicos xenotópicos de calcita neomórfica como las conchas de braquiópodos y la micrita peloidal presentan una composición isotópica muy similar a la del Cemento I y, en concreto, más similar a las primeras zonas de precipitación del mismo (Fig. 3.2.3.30). Interpretamos, por tanto, que el neomorfismo y alteración de las características geoquímicas de los componentes marinos (aragoníticos, de HMC y LMC) se produjo como consecuencia de la llegada de las aguas meteóricas que dieron lugar a la precipitación de este Cemento I. Asimismo, y aunque no disponemos de datos isotópicos del cemento fibroso de calcita, originalmente de aragonito o HMC, es probable que su neomorfismo se produjera también durante esta etapa. Sin embargo, algunos de los datos isotópicos de las micritas peloidales son más pesados tanto en O como en C, mostrando un acercamiento hacia los valores de los carbonatos marinos (Fig. 3.2.3.30). Este hecho indica una interacción roca/fluido variable, que dio lugar a que en algunos casos se conservara en parte la composición isotópica original

de estas micritas, que se neomorfizaron en un sistema relativamente cerrado. En cualquier caso, este neomorfismo habría tenido lugar en un sistema abierto y dominado por el fluido en su mayor parte.

Las composiciones isotópicas de los cementos II y III indican que ambos precipitaron a partir de fluidos de características similares y bajo condiciones semejantes ya que estos dos cementos presentan composiciones isotópicas en O muy homogéneas y parecidas entre sí (de  $-4.1$  ‰ de media), aunque variables, sobre todo en el caso del Cemento III, en C (Fig. 3.2.3.31). La composición isotópica en C del



**Fig. 3.2.3.31.** Composiciones isotópicas de los cementos II y III de la Fm. Torrecilla en Cameros. La nueva elipse define la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores obtenidos en C y O en estas dos generaciones (comparar con Fig. 3.2.3.30).

Cemento II y del Cemento III precipitado en la parte media y superior de la sección estratigráfica es bastante negativa, lo que refleja una gran participación del carbono ligero procedente de la oxidación de la materia orgánica del suelo. Sin embargo, el Cemento III precipitado en la parte basal de la sección estratigráfica que, además presenta una LM, presenta composiciones isotópicas en C mucho más pesadas (Figs. 3.2.3.12E; 3.2.3.31). Este hecho indica la influencia del carbono orgánico, ligero, procedente del suelo, que fue progresivamente menor con el aumento de la distancia a la superficie. De cualquier forma, las composiciones isotópicas del Cemento I, distan en gran medida de las obtenidas en los cementos II y III. La composición isotópica en C es más negativa en el segundo caso, salvo en la parte basal de la sección durante la precipitación del Cemento III. Este hecho sugiere que, en general, la influencia de C orgánico ligero fue mayor en los cementos II y III.

La composición isotópica media en O del Cemento I es de  $-5.5\text{‰}$  y en los cementos II y III de  $-4.1\text{‰}$ , lo que supone una diferencia de  $+1.4\text{‰}$ . Esta diferencia indica que los fluidos meteóricos a partir de los cuales precipitaron el Cemento I y los cementos II y III fueron distintos, o bien que el fluido era el mismo en ambos casos pero no las condiciones bajo las cuales precipitaron, o una mezcla de ambas situaciones. Esta cuestión será discutida con más detalle en el apartado sobre la evolución diagenética de la unidad.

### III.2.3.C.2.c. Cemento sintaxial de calcita

Este tipo de cemento de calcita no ferrosa y principalmente NL precipitó en un ambiente freático, a partir de un fluido de naturaleza oxidante, aunque las zonas LB, precipitaron, por las razones que se argumentaron en el apartado anterior, en un ambiente subóxico.

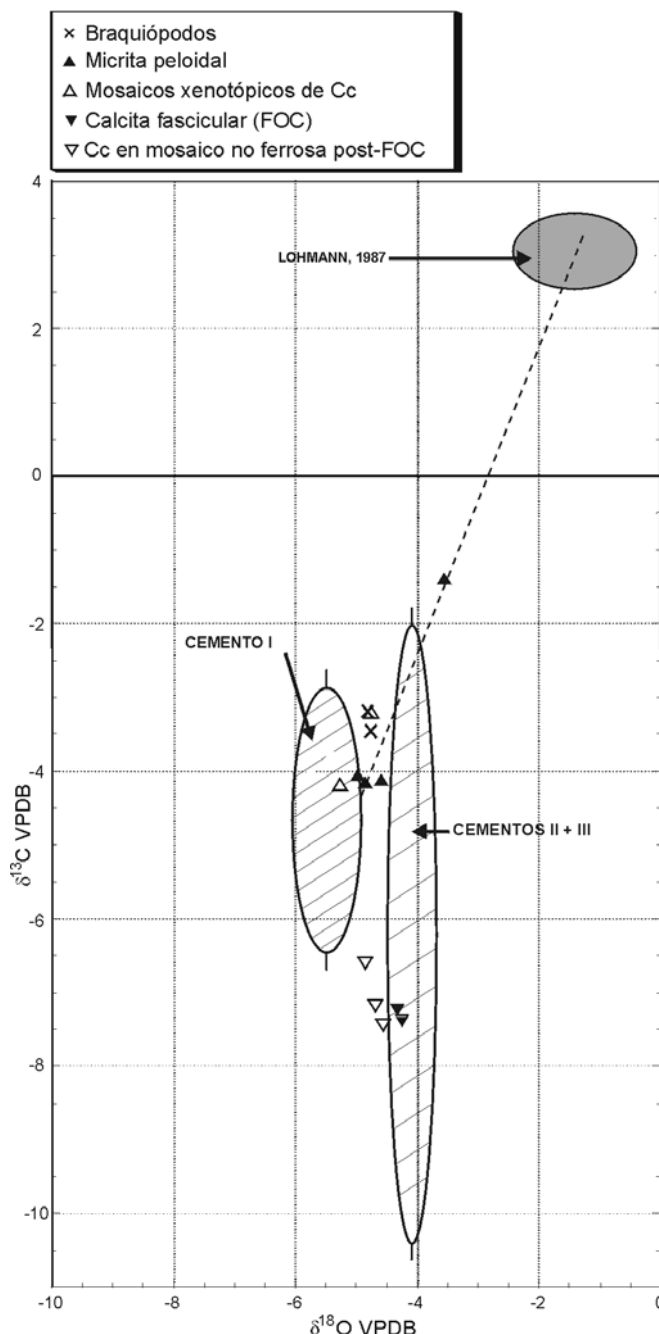
Aunque no disponemos de datos geoquímicos, las placas de equinodermos, sobre las que se desarrolla este cemento, sufrieron una transformación de HMC, que constituye su composición original (Scholle, 1978), a LMC, como el resto de las partículas de esta misma composición original. Creemos que esta transformación HMC-LMC, así como la precipitación del cemento sintaxial se produjo, como en los demás casos, con la llegada de las aguas meteóricas que dieron lugar a la precipitación del Cemento I.

### III.2.3.C.2.d. Cemento de calcita fascicular

Calcitas fasciculares similares a las de esta sección estratigráfica se han descrito en travertinos (formados a partir de aguas termales) y tobas (formados a partir

de aguas no termales) generados en manantiales de aguas carbonatadas donde la precipitación del carbonato se ve favorecida por la desgasificación rápida del  $\text{CO}_2$  (Schreiber *et al.*, 1981; Chafetz y Folk, 1984; Evans, 1999).

En nuestro caso estas calcitas se presentan exclusivamente en forma de costras en el techo de la unidad arrecifal y presentan unas características petrográficas y geoquímicas compatibles con su precipitación en un ambiente meteórico bajo



**Fig. 3.2.3.32.** Composiciones isotópicas de la calcita fascicular (FOC) y del cemento de calcita no ferrosa en mosaico precipitado en las cavidades de disolución que afectan al FOC. Obsérvese la similitud de los valores isotópicos del FOC con los de los cementos II y III. La calcita posterior, sin embargo, presenta valores isotópicos de O algo más negativos.

condiciones oxidantes. Estas calcitas son no ferrosas, NL, y su composición isotópica tanto en O como en C es negativa y muy similar a la de los cementos II y III (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.32), lo que sugiere que su precipitación se produjo a partir del mismo fluido.

Por otro lado estos crecimientos fasciculares presentan cavidades de disolución rellenas por una generación de cemento de calcita en mosaico NL-LB (Figs. 3.2.3.13F). Las características tanto petrográficas como geoquímicas de esta calcita en mosaico sugieren que su precipitación se produjo también en un ambiente freático meteórico oxidante (las zonas NL) o subóxico (las zonas LB). Sin embargo, las composiciones isotópicas en C y O obtenidas en este cemento de calcita en mosaico son intermedias entre las del Cemento I y las de los cementos II y III (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.32). Este hecho sugiere que el tipo de fluido o las condiciones bajo las cuales precipitaron fueron distintas a las que dieron lugar a la precipitación de la calcita fascicular sobre la que se desarrollan y de los cementos I, II y III. Esta cuestión también será discutida en el apartado sobre la evolución diagenética.

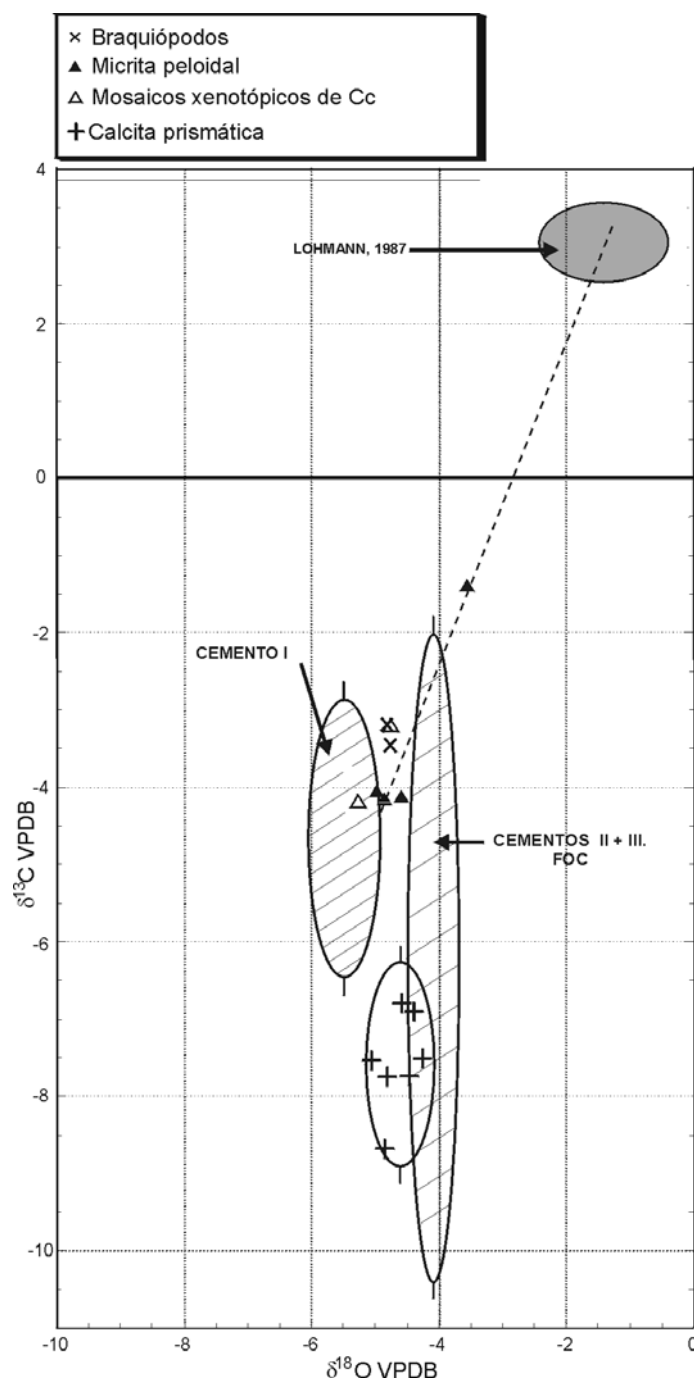
### III.2.3.C.2.e. Cemento de calcita prismática

Las características tanto petrográficas como geoquímicas de este cemento sugieren que su precipitación se produjo en un ambiente freático meteórico de características oxidantes.

Las bandas de color amarillento-anaranjado en luz transmitida, que contienen formas esferoidales ricas en Fe (Figs. 3.2.3.16; 3.2.3.17), pudieron haberse formado durante interrupciones en el crecimiento de los cristales de calcita, dando lugar a la precipitación de óxidos/hidróxidos de Fe, de modo análogo a lo que ocurre en ciertos espeleotemas (Lohmann, 1987). Respecto a las formas esferoidales contenidas en estas bandas amarillo-anaranjadas, numerosos autores sugieren un origen microbiano (Chafetz y Folk, 1984; Buczynski y Chafetz, 1993; Folk, 1999 y Casanova *et al.*, 1999, entre otros). Nosotros creemos que, en nuestro caso, la formación de estas formas esferoidales pudo estar favorecida por la colonización de la superficie del cristal por microbios durante las interrupciones en el crecimiento cristalino, lo que a su vez favoreció la acumulación de óxidos/hidróxidos de Fe.

Las composiciones isotópicas de C tan negativas en este cemento de calcita prismática (Fig. 3.2.3.33) indican la incorporación de carbono orgánico ligero procedente de la oxidación de la materia orgánica del suelo. El  $\delta^{18}\text{O}$  por su parte es intermedio entre el valor medio del Cemento I y de los cementos II y III.

Estos valores indican que la calcita prismática precipitó a partir de un fluido distinto, o bajo condiciones distintas a las que se dieron durante la precipitación de los cementos I, II y III.



**Fig. 3.2.3.33** Composiciones isotópicas del cemento de calcita prismática. En este caso los valores en O varían desde composiciones similares a las de los cementos II y III y FOC, a valores más negativos. La nueva elipse vertical define, como en los casos anteriores, la media de los valores isotópicos de la calcita prismática,  $\pm 2$  desviaciones estándar. Compárense estos valores con los Cemento I y II (elipses ralladas).

### III.2.3.C.2.f. Sedimento interno microcristalino

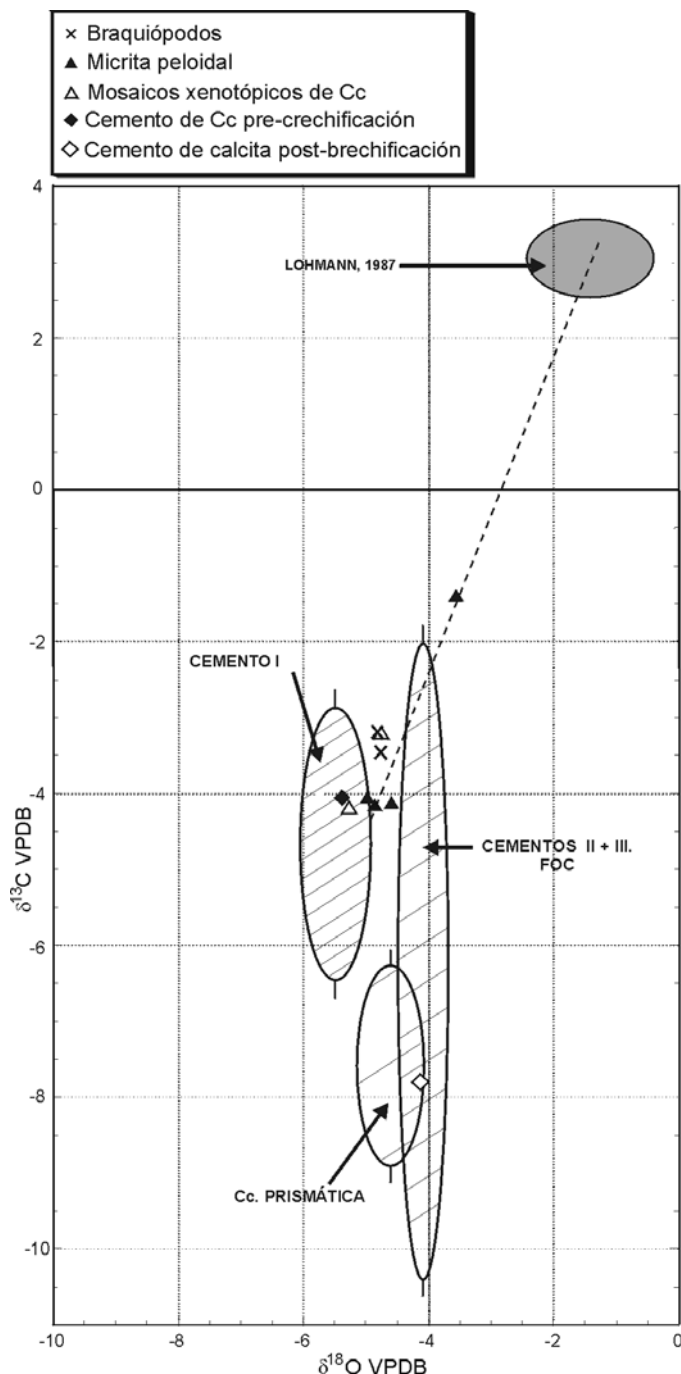
La formación de este sedimento interno probablemente se produjo por la incorporación de las partículas producto de la alteración de la parte superior de la unidad arrecifal en condiciones vadosas, y por incorporación de componentes alóctonos como cuarzo y caolín, este último producto de la meteorización y alteración de feldespatos en suelos ácidos tropicales (Keller, 1970; Tucker, 1987; Bjørlykke y Aagaard, 1992). Su composición isotópica presenta valores intermedios, tanto en O como en C, entre el Cemento I y los cementos II y III, lo que indica que las partículas carbonáticas que lo forman tenían composiciones intermedias iguales o similares a las de estos cementos y su mezcla habría dado lugar a su composición intermedia. De cualquier manera, y aunque este tipo de sedimento se presentan en posición geopetal, no disponemos de ningún criterio para argumentar que su depósito se produjera en un medio freático o vadoso.

### III.2.3.C.2.g. Sedimento interno: Brechas granosoportadas

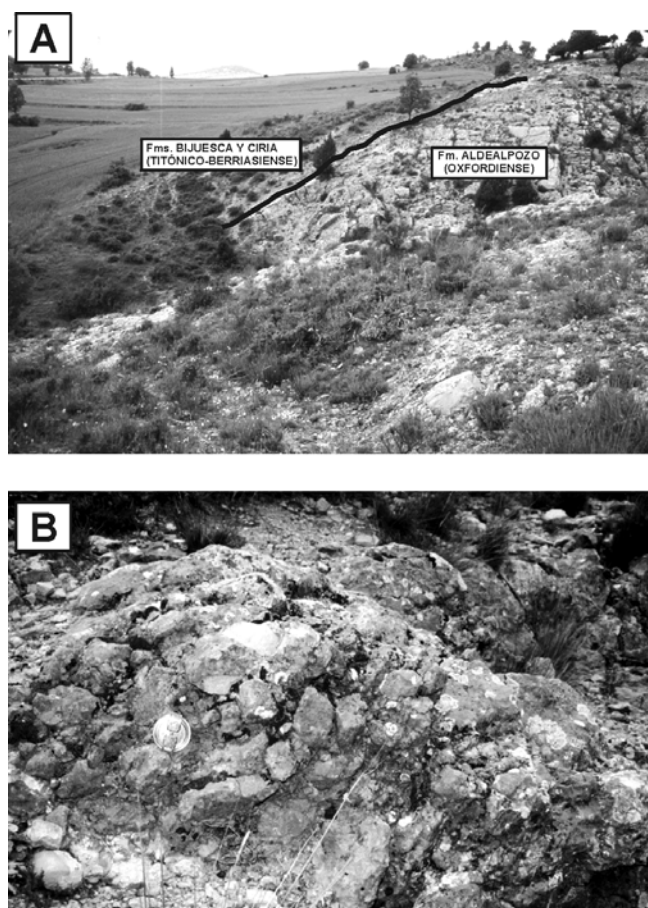
Estas brechas proceden de la disolución y alteración de la Fm. Torrecilla en Cameros. Sus cantos parecen haber sufrido un transporte mínimo como lo indica su angulosidad. Respecto al momento y el ambiente en el que se produjeron, estas brechas se formaron con posterioridad al neomorfismo del aragonito y HMC y a la precipitación del Cemento I y previamente a la precipitación de los cementos II y III. En efecto, los cantos tienen una composición isotópica idéntica a la del Cemento I y por el contrario, el cemento que los une presenta una composición idéntica a la de los cementos II y III (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.34).

Este tipo de brechas también se han encontrado en la parte superior de la Fm. oxfordiense Aldealpozo donde, sobre ésta, se encuentran directamente los depósitos de la Fm. Bijuesca (Fig. 3.2.3.35).

Consideramos, por tanto, que estas brechas, que se disponen en muchos casos paralelas a la estratificación, se depositaron en cuevas generadas a consecuencia de la karstificación de estas unidades. Esta karstificación probablemente estuvo favorecida por la introducción de las aguas a través de las fracturas y fisuras que se habían producido previamente durante el proceso de fracturación que dio lugar a la exhumación de la unidad oxfordiense. Este proceso de karstificación comenzó antes de la precipitación del cemento de calcita prismática, que se encuentra en cavidades de disolución que afecta a la matriz de estas brechas.



**Fig. 3.2.3.34.** Composiciones isotópicas del cemento en mosaico de calcita no ferrosa presente en el interior de los cantos que forman parte de las brechas granosoportadas de la Fm. Torrecilla en Cameros. También se han representado las composiciones isotópicas del cemento precipitado tras el proceso de brechificación que une los distintos cantos. Obsérvese como en el primer caso el dato obtenido es idéntico a los del Cemento I, y en el último caso el dato obtenido es idéntico al de los cementos II y III (elipses ralladas).



**Fig. 3.2.3.35.** A. Fotografía de campo en la que se observa que las formaciones Bijuesca y Ciria se apoyan directamente sobre los carbonatos de la Fm. Aldealpozo de edad Oxfordiense. B. Aspecto de campo de las brechas granosoportadas observadas en la parte superior de la Fm. Aldealpozo en este sector.

### III.2.3.C.3. Carbonatos diagenéticos tardíos

#### III.2.3.C.3.a. Cemento de anquerita barroca

Las anqueritas y dolomitas ferrosas barrocas han sido descritas por muchos autores en rocas siliciclásticas y, sobre todo, carbonáticas (Radke y Mathis, 1980; Machel, 1987; Moore *et al.*, 1988; Sellwood *et al.*, 1989; Sun *et al.*, 1992; Quing y Mountjoy, 1994; Spötl y Pitman, 1998, Hendry *et al.*, 1999, entre otros)

Todos estos autores, basándose en las temperaturas obtenidas a partir de inclusiones fluidas, coinciden en que estos minerales precipitan durante el enterramiento a temperaturas de entre 60 y 150°.

En nuestro caso interpretamos que este cemento de anquerita, NL, precipitó a partir de un fluido reductor y rico hierro y magnesio disponibles para su precipitación. Estas características son opuestas a las que generalmente presentan las aguas meteóricas que

presentan bajos contenidos en ambos elementos (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987, entre otros). Probablemente la anquerita precipitó durante el enterramiento a partir de salmueras con altas concentraciones en Fe y Mg y a una temperatura superior de 60° C.

Por otro lado, la covariación inversa entre el Fe y Mg (Fig. 3.2.3.20) indica que el Fe sustituye al Mg en la estructura de la anquerita. Este hecho se debe a que los cationes con radio iónico mayor que el Ca (como el Sr) tienden a sustituir al calcio en la red de la dolomita. Sin embargo, los cationes de radio iónico menor al del Ca (como el Fe y el Mn) tienden a sustituir al Mg en la estructura de la dolomita (Kretz, 1982; Veizer, 1983).

La calcita que reemplaza a la anquerita presenta una luminiscencia heterogénea, debido a la abundancia de inclusiones, de color amarillo-anaranjado, probablemente debida a la incorporación de Mn en su estructura. Esta calcita precipitó en unas condiciones lo suficientemente oxidantes como para que el Fe estuviera en estado oxidado, como lo evidencia el bajo contenido en Fe de la calcita y su asociación con óxidos/hidróxidos de Fe, que posiblemente proceden de la disolución incongruente y oxidación del  $\text{Fe}^{2+}$  de la anquerita. Esto supone que el Eh del fluido a partir del cual precipitó esta calcita habría sido lo suficientemente alto como para dar lugar a la oxidación del Fe, pero no la del Mn, que necesita Eh mayores para su oxidación (Machel y Burton, 1991), es decir, precipitó en condiciones subóxicas.

#### III.2.3.C.3.b. Cemento de calcita ferrosa en mosaico

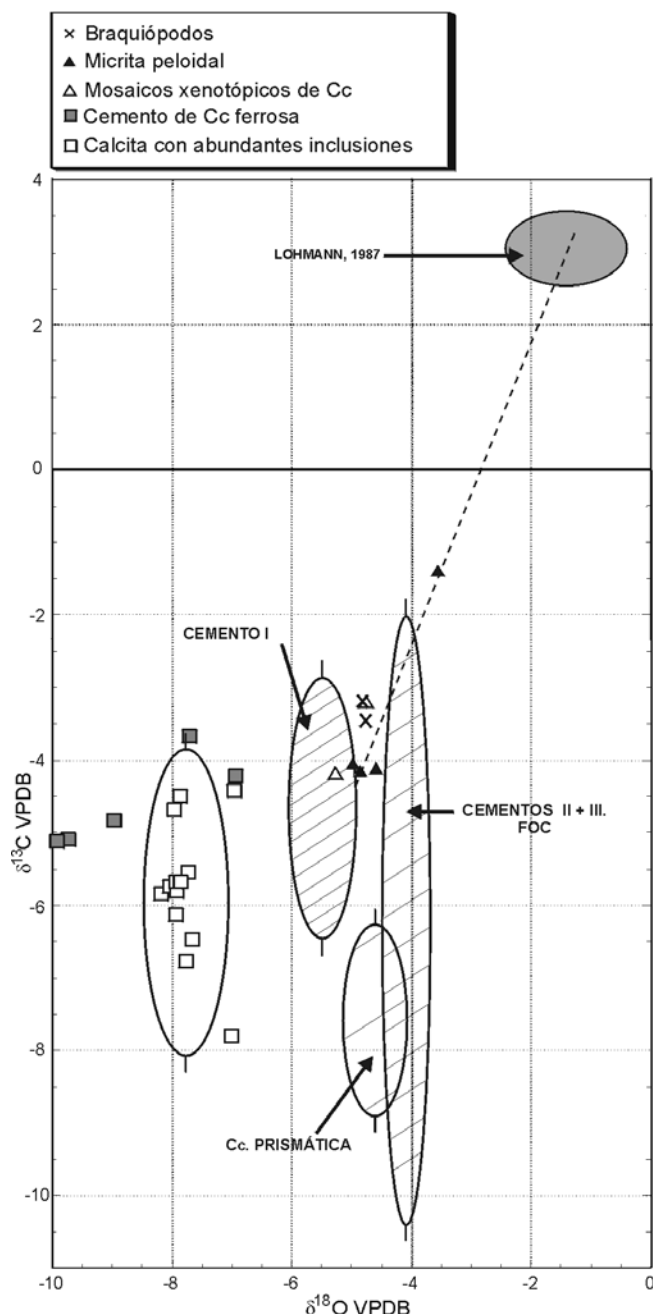
Las características tanto petrográficas como geoquímicas de este cemento sugieren que su precipitación se produjo a partir de aguas reductoras con  $\text{Fe}^{2+}$  disponible para sustituir al Ca en la estructura de la calcita. El contenido en Fe de estas calcitas es alto pero no lo suficiente como para inhibir por completo la luminiscencia activada por el Mn, cuyo contenido es inferior a 0.1 moles% (Fig. 3.2.3.2A).

El alto contenido en Mg de este cemento (hasta 2.1 moles%) hace improbable un origen de esta calcita a partir de aguas meteóricas cuyas concentraciones en Mg y otros elementos traza suelen ser muy bajas (Brand y Veizer, 1980; Machel y Burton, 1991; Lohmann, 1987).

La calcita ferrosa muestra valores negativos y relativamente constantes en el  $\delta^{13}\text{C}$  (de -3.7 a -5.1 ‰) y variables y muy negativos en el  $\delta^{18}\text{O}$  (de -7 a -



10 ‰) (Figs. 3.2.3.2.B; 3.2.3.36). Esta tendencia, opuesta a la observada en cementos meteóricos con valores constantes en O y variables en C (Lohmann, 1987), ha sido interpretada por numerosos autores (Dickson y Coleman, 1980; Moore, 1985; Meyers y Lohmann, 1985; Choquette y James, 1990, entre otros) como producto de un enterramiento progresivo durante el cual el incremento en la temperatura habría dado lugar a valores isotópicos en oxígeno cada vez más negativos.



**Fig. 3.2.3.36.** Composiciones isotópicas de la calcita ferrosa y de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de la Fm. Torrecilla en Cameros. La nueva elipse define también la media de los valores isotópicos de la calcita con abundantes inclusiones,  $\pm 2$  desviaciones estándar. Las elipses ralladas corresponden a los datos isotópicos de los carbonatos interpretados previamente.

Interpretamos, por tanto, que este cemento precipitó durante el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal, a partir de aguas reductoras ricas en cationes disueltos.

Por otro lado, este cemento se encuentra parcialmente alterado y sustituido por calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, sobre todo en la zona de contacto de la calcita ferrosa con el cemento de calcita no ferrosa previa (Fig. 3.2.3.19C; D). La luminiscencia de color amarillo-anaranjado se debe a la incorporación de Mn en su estructura y su aspecto heterogéneo se debe a la gran cantidad de inclusiones, de calcita ferrosa relictas y óxidos/hidróxidos de Fe, que presenta. Interpretamos que, al igual que en el caso de la anquerita, esta alteración se produjo en un ambiente meteórico de condiciones subóxicas en el cual la calcita ferrosa fue remplazada por calcita no ferrosa y óxidos e hidróxidos de Fe procedentes de la oxidación del  $\text{Fe}^{2+}$  incorporado en la red de la calcita original. Sin embargo, el Mn no se había oxidado y se incorporó en la estructura de esta calcita no ferrosa provocando así su luminiscencia brillante. Esta alteración y precipitación de calcita no ferrosa, además, se produjo preferentemente cerca del contacto entre la calcita ferrosa y la no ferrosa previa (Fig. 3.2.3.19C; D) donde los límites entre los distintos cristales pudieron favorecer el paso de las aguas meteóricas.

### III.2.3.C.3.c. Mosaicos blocky de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones

El bajo contenido en Fe de estas calcitas, así como su alto contenido en inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro indican que su precipitación se produjo a partir de aguas con un Eh lo suficientemente alto como para que el hierro estuviera en estado oxidado. Su luminiscencia heterogénea de color amarillento o anaranjado, indica la incorporación de  $\text{Mn}^{2+}$  y por tanto la precipitación en condiciones subóxicas, en las cuales el Eh sería lo suficientemente alto como para que el Fe estuviera en estado oxidado, pero no lo suficiente como para oxidar al Mn, que necesita Eh superiores para su oxidación (Machel y Burton, 1991).

Las composiciones isotópicas de estos mosaicos son las que cabría esperar en calcitas meteóricas, es decir, con  $\delta^{18}\text{O}$  bastante constantes (entre  $-7$  a  $-8$  ‰, con un valor medio de  $-7.8$  ‰), y  $\delta^{13}\text{C}$  muy variables y negativos (entre  $-4.4$  a  $-7.8$  ‰) (Figs. 3.2.3.2B; 3.2.3.36). De este modo, es factible que el valor del  $\delta^{18}\text{O}$  procediera básicamente del  $\delta^{18}\text{O}$  del agua a partir del cual precipitó la calcita y que la variación en el  $\delta^{13}\text{C}$  se debiera a la mezcla de aportes de C ligero, procedente de la oxidación de la materia

orgánica del suelo, y del C procedente de la disolución de la roca encajante, lo que implica una relación roca/fluido variable (Lohmann, 1987).

Por tanto, interpretamos que estos mosaicos ricos en inclusiones precipitaron en un ambiente meteórico subóxico.

Las características petrográficas de esta calcita rica en inclusiones, por otro lado, sugieren un origen remplazativo. Contienen gran abundancia de inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se distribuyen sobre todo a lo largo de los planos de exfoliación y a favor de planos de morfología euhédrica y algo curvados (Fig. 3.2.3.22) en las zonas de borde, donde los mosaicos se ponen en contacto con las generaciones de cemento de calcita prismática o en mosaico drúsico previas (Fig. 3.2.3.19E). Estas bandas presentan una morfología que se asemeja mucho a la que presentan los cristales de anquerita *saddle* y, por otro lado, son los cristales que presentan este bandeo los que pueden presentar extinción ondulante, que también presenta el cemento de anquerita. Sin embargo, las zonas con menor proporción en inclusiones, en las que no se aprecia ningún tipo de zonado, se distribuyen en las zonas más internas de las cavidades y en todos los casos presentan extinción recta. Por otro lado, estos mosaicos presentan una características petrográficas idénticas a la de las calcitas que reemplazaban a la anquerita y sustituían a la calcita ferrosa (ver los dos apartados anteriores) (Figs. 3.2.3.19A; B; C; D; E; 3.2.3.22).

Si bien mosaicos similares de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y luminiscencia heterogénea han sido interpretados como cementos meteóricos primarios que habrían atrapado a las inclusiones durante su crecimiento (Morad *et al.*, 1995; Muchez *et al.*, 1998), en nuestro caso consideramos que estos mosaicos de calcita con abundantes inclusiones proceden del remplazamiento del cemento de anquerita y calcita ferrosa. Así, cuando reemplazan a la anquerita, contienen una mayor cantidad de inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro, procedentes del mayor contenido en Fe de la anquerita y además presentan planos curvados de morfología euhédrica y extinción ondulante, características, todas ellas, procedentes de su precursor de anquerita. Cuando sustituyen a la calcita ferrosa estos mosaicos presentan un menor contenido en inclusiones, acorde con el menor contenido relativo en Fe de las calcitas ferrosas, y extinción recta. Esta interpretación también explica por qué las áreas en las que estos mosaicos muestran un mayor contenido en inclusiones, bandas curvadas y extinción ondulante, se encuentran exclusivamente en las zonas de borde en el contacto con las

generaciones previas, ya que la anquerita precipitó con anterioridad a la calcita ferrosa. Asimismo, el alto contenido en Mg de estos mosaicos de hasta 0.9 moles%, procedería del Mg procedente de la anquerita y de la calcita ferrosa cuyos contenidos en Mg eran de hasta 36 y 2.1 moles%, respectivamente.

El remplazamiento de la anquerita por calcita pudo haber estado favorecido por el alto contenido en Fe de la anquerita, que es el factor que provoca la distorsión y desestabilización de su estructura cristalina (Rosenberg y Foit, 1979). Así, en un ambiente meteórico, donde las aguas presentan características redox, geoquímicas y de presión y temperatura muy distintas a las de las aguas que dieron lugar a la precipitación de la anquerita, este mineral es inestable y por tanto se favorece su remplazamiento. Este tipo de reemplazamiento de dolomitas y dolomitas ferrosas por calcita en la superficie bajo condiciones meteóricas ha sido descrito por varios autores (Sherman *et al.*, 1961; Evamy, 1967; Al-Hashimi y Hemingway, 1973; Frank *et al.*, 1981; Tucker, 1987).

En la calcita ferrosa, la sustitución del Ca por Fe y Mg probablemente provocó durante su crecimiento distorsiones en su estructura y por tanto una mayor inestabilidad de la misma bajo condiciones ambientales adversas y distintas a las existentes durante su precipitación, como ocurre en el paso de la HMC marina por LMC en condiciones meteóricas (Plummer y Mackenzie, 1974; Walter, 1985; James y Choquette, 1990a). La inestabilidad de la calcita ferrosa (precipitada a partir de aguas reductoras y con abundancia de cationes) en las aguas meteóricas (oxidantes y con muy bajas concentraciones en cationes) produjo su disolución incongruente y la precipitación de calcita no ferrosa rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

### **III.2.3.C.4. Estilolitos**

Los estilolitos pueden generarse por procesos de presión-disolución debidos a esfuerzos tectónicos o a la carga litostática, desarrollándose perpendicularmente a la dirección de máximo esfuerzo. Los estilolitos paralelos a las superficies de estratificación se interpretan como producto de la carga de sedimentos y los transversos como producto de los esfuerzos tectónicos (Choquette y James, 1990; Tucker y Wright, 1990; Andrews y Railsback, 1997).

En esta sección estratigráfica, sólo se han observado estilolitos transversales, que interpretamos pues como de origen tectónico. Estos estilolitos se desarrollaron posteriormente a la precipitación de los carbonatos diagenéticos muy tempranos, tempranos y a los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones (Fig.

3.2.3.23). Sin embargo, como se argumentó en el apartado anterior, la calcita con abundantes inclusiones reemplaza selectivamente al cemento de anquerita y de calcita ferrosa, por lo que, al menos, podemos afirmar que estos estilolitos se formaron después de la precipitación de estos dos cementos. Sin embargo, no podemos confirmar que se formaron posteriormente al proceso de reemplazamiento que dio lugar a la calcita con abundantes inclusiones, ya que, al haber sido éste un proceso muy selectivo, podría haberse conservado la morfología de los estilolitos incluso habiéndose formado antes del proceso de reemplazamiento.

### **III.2.3.C.5. Fracturas**

#### ***III.2.3.C.5.a. Fracturas de Tipo 1***

Estas fracturas afectan a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos, están rellenas por mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, y están cortadas por los estilolitos (Fig. 3.2.3.22). El hecho de que los mosaicos de calcita que las rellenan sean indistinguibles de los mosaicos *blocky* con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se encuentran en el interior de cavidades primarias y de disolución, donde terminan estas fracturas (Figs. 3.2.3.19E; 3.2.3.23), sugiere un origen común; es decir, reemplazamiento de anquerita y sustitución de calcita ferrosa. Sin embargo, no hemos encontrado en ellas texturas relictas de zonas de crecimiento y con gran cantidad de inclusiones o cristales con extinción ondulante que nos hicieran suponer la precipitación original de anquerita en estas fracturas, por lo que es posible que su relleno estuviera relacionado con la etapa de precipitación de la calcita ferrosa. Por tanto, consideramos que se formaron antes o durante la precipitación de la calcita ferrosa, pero posteriormente a la precipitación de los carbonatos diagenéticos tempranos que la preceden, y previamente al desarrollo de los estilolitos.

#### ***III.2.3.C.5.b. Fracturas de Tipo 2***

Este tipo de fracturas, por el contrario, afecta a todos los carbonatos diagenéticos anteriormente descritos e interpretados (Figs. 3.2.3.19E; 3.2.3.23; 3.2.3.24) por lo que su formación se produjo con posterioridad a la precipitación y desarrollo de los mismos. De cualquier manera, y al igual que se comentó en el apartado anterior, si bien podemos afirmar que estas fracturas se formaron posteriormente a la precipitación de la anquerita y calcita ferrosa, no podemos afirmar que se formaran con posterioridad al reemplazamiento y sustitución selectiva de estos minerales, que dieron lugar a la precipitación de la calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

La luminiscencia mate oscura de la calcita, no ferrosa o ligeramente ferrosa, que rellena estas fracturas implica bajos contenidos en Mn. Su composición isotópica pesada en C supone la ausencia o poca influencia de C ligero procedente de la oxidación de la materia orgánica en la estructura de la calcita. Por otro lado, un valor tan negativo en O ( $-14.4\text{‰}$ ), puede obtenerse, o bien por precipitación a temperaturas mayores que el resto de los cementos, o bien por precipitación a bajas temperaturas a partir de aguas de composición isotópica muy negativa. Esta segunda posibilidad es improbable, ya que  $\delta^{18}\text{O}$  inferiores a  $-10\text{‰}$  a bajas temperaturas se obtienen en aguas meteóricas precipitadas en latitudes muy altas o zonas orográficamente muy altas (Anderson y Arthur, 1983). Concluimos, por tanto, que probablemente esta calcita precipitó a partir de aguas relativamente calientes, ligeramente reductoras o con pocos cationes disueltos y muy pobres en C ligero de origen orgánico.

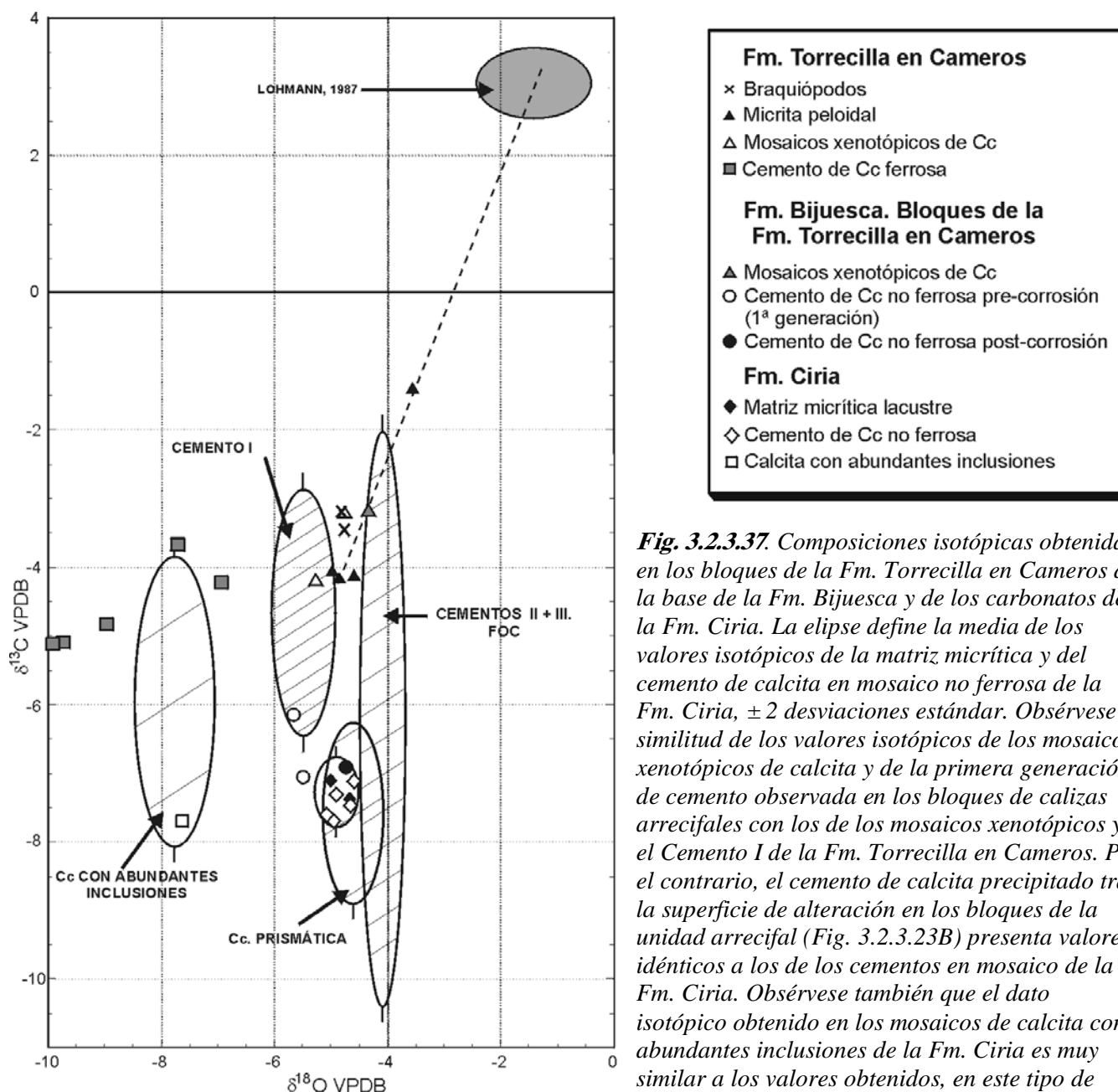
### **III.2.3.D. Interpretación de los carbonatos diagenéticos de las Fms. continentales Bijuesca y Ciria**

#### **III.2.3.D.1. La Fm. Bijuesca**

##### ***III.2.3.D.1.a. Carbonatos diagenéticos de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros incorporados en la base de la Fm. Bijuesca***

Las características petrográficas de la mayor parte de los carbonatos diagenéticos observados en estos bloques son idénticas a las de los observados en la Fm. Torrecilla en Cameros, de la que proceden, por lo que su interpretación es similar, especialmente en el caso de las micritas peloidales, envueltas micríticas, mosaicos xenotópicos de calcita, cemento syntaxial y mosaicos *blocky* de calcita ricos en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

Hay, sin embargo, ciertas particularidades en los cementos de calcita no ferrosa en mosaico drúsico de estos bloques que presentan una petrografía que no siempre es idéntica a los cementos de este tipo precipitados en la unidad arrecifal (Figs. 3.2.3.12C; 3.2.3.26A; B; C). En estos bloques se han observado, con CL, dos o tres generaciones de cemento NL-LB muy similares petrográficamente a los cementos I, II y III descritos en la Fm. Torrecilla en Cameros. La primera generación de cemento NL-LB observada en estos bloques fue analizada isotópicamente en dos cavidades, siendo los resultados muy similares a los del Cemento I de la unidad arrecifal (Figs. 3.2.3.25; 3.2.3.37). La única diferencia apreciable, se encuentra en el  $\delta^{13}\text{C}$ , ligeramente más negativo en estos bloques, aunque estas diferencias se pueden explicar teniendo en cuenta que proceden de la erosión de la



**Fig. 3.2.3.37.** Composiciones isotópicas obtenidas en los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros de la base de la Fm. Bijuesca y de los carbonatos de la Fm. Ciria. La elipse define la media de los valores isotópicos de la matriz micrítica y del cemento de calcita en mosaico no ferrosa de la Fm. Ciria,  $\pm 2$  desviaciones estándar. Obsérvese la similitud de los valores isotópicos de los mosaicos xenotópicos de calcita y de la primera generación de cemento observada en los bloques de calizas arrecifales con los de los mosaicos xenotópicos y el Cemento I de la Fm. Torrecilla en Cameros. Por el contrario, el cemento de calcita precipitado tras la superficie de alteración en los bloques de la unidad arrecifal (Fig. 3.2.3.23B) presenta valores idénticos a los de los cementos en mosaico de la Fm. Ciria. Obsérvese también que el dato isotópico obtenido en los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de la Fm. Ciria es muy similar a los valores obtenidos, en este tipo de mosaicos, en la Fm. Torrecilla en Cameros.

parte superior de la unidad arrecifal, por tanto más cercana a la superficie y al suelo, por lo que estos cementos pudieron haber incorporado una mayor cantidad de C ligero procedente de la oxidación de la materia orgánica. Sin embargo, la composición isotópica en oxígeno es idéntica, por lo que muy probablemente precipitaron a partir del mismo fluido a partir del cual precipitó el Cemento I. No ha sido posible analizar la 2ª y 3ª generación en estos bloques, más estrechas, pero las similitudes petrográficas con los cementos II y III de la unidad arrecifal nos hacen considerar que fueron cogenéticas. Sin embargo, en estos bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros y tras una superficie de alteración que afecta a las generaciones previas,

aparece otra generación de calcita no ferrosa NL-LB que presenta una composición isotópica distinta a la de los cementos I, II y III (Figs 3.2.3.26; 3.2.3.37). Las características petrográficas de esta generación de calcita no ferrosa y NL-LB y su composición isotópica negativa tanto en C como en O, sugieren que su precipitación se produjo en un ambiente meteórico, aunque o bien las características isotópicas del agua a partir del cual precipitaron fueron ligeramente distintas a las que dieron lugar a la precipitación de los cementos II y III, o bien la precipitación en ambos casos se produjo a partir de aguas similares pero bajo distintas condiciones.

En otras ocasiones, sin embargo, tras la superficie de alteración que afecta a las 3 primeras generaciones de calcita no ferrosa hay un sedimento cuarzoarenítico muy similar a las areniscas de la Fm. Bijuesca, que por otro lado engloban a estos bloques, por lo que creemos que la alteración de estas generaciones de cemento se produjo una vez erosionada la Fm. Torrecilla en Cameros e incorporados los bloques a la Fm. Bijuesca.

#### **III.2.3.D.1.b. Las areniscas de la Fm. Bijuesca**

La primera generación de cemento en la porosidad intergranular de estas areniscas es de calcita no ferrosa y NL-LB (Fig.3.2.3.26D) que por las razones que se argumentaron en el apartado III.2.3.C.2.b, precipitó probablemente en un ambiente meteórico de características redox oxidantes primero (zonas NL) y subóxicas después (zonas LB).

Por otro lado, este cemento se encuentra entre los granos de cuarzo cuyos contactos son puntuales y en algunos casos largos, por lo que su precipitación tuvo lugar previamente a la compactación mecánica.

Tras esta generación de cemento, y en los poros de mayor tamaño, se ha observado una generación de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

En este caso no hemos encontrado anquerita o calcita ferrosa en la porosidad de estas areniscas. Sin embargo, las características petrográficas de esta calcita con abundantes inclusiones son muy similares a las observadas tanto en la Fm. Torrecilla en Cameros como en los bloques de caliza arrecifal de la base de la Formación. Por ello consideramos que su origen es el mismo en los dos casos: producto del remplazamiento de un cemento de anquerita o calcita ferrosa que habría precipitado previamente durante el enterramiento de ambas formaciones a partir de aguas reductoras, calientes y con abundantes cationes disueltos.

#### **III.2.3.D.2. La Fm. Ciria**

En esta Formación lacustre-palustre los carbonatos diagenéticos son escasos (debido a la escasa porosidad inicial) y se restringen a una generación de cemento de calcita no ferrosa en mosaico y otra posterior de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Fig. 3.2.3.26E; F).

La generación de *calcita no ferrosa en mosaico* presenta una primera zona NL y posteriormente otra LB-NL-LB que tapizan por completo las paredes de las cavidades. Como ocurría en los cementos similares de la Fm. Torrecilla en Cameros, las zonas NL presentan siempre muy bajos contenidos en

elementos traza, o por debajo del límite de detección (Fig. 3.2.3.25B). Estas características indican, en parte, que su precipitación se produjo en un ambiente freático meteórico bajo condiciones oxidantes con bajos contenidos en cationes disueltos y ausencia de Fe y Mn en estado reducido. Sin embargo, las zonas LB, como también ocurría en la Fm. Torrecilla en Cameros, presentan valores mayores en Fe y, sobre todo, en Mn, que es el elemento que activa la luminiscencia (Machel *et al.*, 1991). Esto significa que estas zonas precipitaron a partir de aguas con Fe y Mn disponibles para su incorporación en la red de la calcita y, por tanto, de naturaleza al menos, subóxica. Por otro lado, estas bandas LB suelen también alternar con otras NL al final de esta generación, que no contienen ni Fe ni Mn. Esto sugiere que estas zonas de luminiscencia alternante precipitaron a partir de un fluido de características alternantes óxicas y subóxicas.

El origen meteórico de estas calcitas se apoya también en su composición isotópica, de valores negativos y homogéneos en este caso, tanto en C como en O (Fig. 3.2.3.25C; 3.2.3.36). Estos valores isotópicos son idénticos a los obtenidos en la matriz micrítica de estas rocas, por lo que precipitaron a partir de un fluido de características similares y bajo las mismas condiciones de precipitación. Por otro lado, la composición isotópica de esta micrita lacustre y de los cementos son muy similares a las de la de algunos de los carbonatos diagenéticos precipitados en la unidad arrecifal (como la calcita precipitada en las cavidades de disolución desarrolladas en la calcita fascicular y el cemento de calcita prismática) y también a la de la generación de calcita NL-LB precipitada, tras una superficie de alteración, en las cavidades desarrolladas en los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros depositados a la base de la Fm. Bijuesca (Fig. 3.2.3.37).

Los mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe tienen también sus características petrográficas (tanto con luz transmitida como con CL) y geoquímicas, tanto elementales como isotópicas, muy similares a las de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones observados en la Fm. Torrecilla en Cameros. Por esta razón, y aunque en esta Formación tampoco hemos podido observar cemento de anquerita o calcita ferrosa, consideramos que su precipitación se produjo por el remplazamiento de estos minerales en un ambiente meteórico de características subóxicas. Por tanto, si consideramos como válida esta hipótesis, la anquerita y la calcita ferrosa habrían precipitado posteriormente al depósito de la Formación lacustre Ciria.

Por último, cabe señalar que en esta formación se han encontrado fracturas muy similares a las de la Fm.

Torrecilla en Cameros, tanto las de Tipo 1 como las de Tipo 2, por lo que consideramos que su formación se tuvo lugar simultáneamente en las dos formaciones y, por tanto, tras el depósito de la última durante el Titónico-Berriasiense.

### **III.2.3.E. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo**

Si bien en los apartados anteriores nos hemos ocupado de la interpretación de cada una de las fases diagenéticas observadas por separado, en este apartado nos ocuparemos de relacionar cada una de las fases con los distintos episodios sedimentarios y tectónicos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros, desde su depósito hasta su situación actual en superficie, y que han sido resumidos en las figuras 3.2.3.38, 3.2.3.39 y 3.2.3.40. Las edades de cada una de las sucesivas etapas se han asignado en función de la ausencia o presencia de las distintas fases diagenéticas en los depósitos de cada una de las formaciones estratigráficas estudiadas y de las relaciones de corte y de yacencia entre las distintas fases diagenéticas.

#### **III.2.3.E.1. Etapa 1. Diagénesis marina (Kimmeridgiense inferior)**

Durante esta etapa (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.39-1) tuvo lugar la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en una rampa carbonática donde fue afectada por procesos diagenéticos submarinos como la micritización y la precipitación de micrita peloidal y cemento fibroso (Fig. 3.2.3.40A). El cemento fibroso es habitual en sistemas arrecifales, ya que en estos sistemas desarrollados comúnmente en zonas batidas por el oleaje suelen darse las condiciones necesarias para su precipitación (Schroeder y Purser, 1986; Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990b; Tucker y Wright, 1990). Sin embargo, y como se discutió en el capítulo sobre estratigrafía y sedimentología, en este sector los corales de esta unidad se desarrollaron en una zona de rampa media, por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal, salvo los situados en la parte superior de la unidad, que se desarrollaron en una zona de rampa media-interna. Esta podría ser la razón por la cual este tipo de cemento es tan escaso, ya que en una zona de rampa media no se dan las altas tasas de intercambio de agua necesarias para su precipitación. Por otro lado, la abundancia de facies *floatstone* y *packstone*, con gran cantidad de barro micrítico de baja permeabilidad, asociadas a los corales, impidió también las altas tasas de circulación.

#### **III.2.3.E.2. Etapa 2. Diagénesis meteórica I (Kimmeridgiense superior/¿Titónico basal?)**

Tras finalizar el depósito de la unidad arrecifal, durante el Kimmeridgiense inferior, esta unidad quedó expuesta (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.39-2) por lo que se produjo la recarga de aguas meteóricas que interaccionaron con los carbonatos de origen marino. Esta interacción dio lugar al neomorfismo y disolución de los componentes aragoníticos y de HMC y a la alteración de los componentes fósiles, originalmente de LMC, como los braquiópodos que, en todos los casos, perdieron su composición isotópica y elemental original (Fig. 3.2.3.41). Por otro lado, a medida que los componentes marinos se iban alterando y disolviendo, las aguas freático-meteóricas que iban atravesando la unidad se fueron enriqueciendo en Ca hasta llegar al nivel de sobresaturación de la calcita, produciéndose la precipitación de la primera generación de cementos meteóricos (Cemento I) en la porosidad primaria remanente y, sobre todo, en las cavidades de disolución recién generadas (Fig. 3.2.3.40B), aportando rigidez a la unidad.

Como se comentó en el apartado III.2.3.C.2.b, la hipótesis de que tanto el neomorfismo como la precipitación del Cemento I se produjeran a partir del mismo fluido y coetáneamente se basa no sólo en la petrografía sino en las composiciones isotópicas obtenidas en los componentes originalmente marinos, cuyos valores se desvían significativamente de los valores marinos originales convergiendo con los del Cemento I (Fig. 3.2.3.41). Esta convergencia en los valores isotópicos así como los bajos valores de Sr y Mg, tanto en los componentes originalmente marinos como en el Cemento I indican que los procesos diagenéticos que tuvieron lugar durante esta etapa se produjeron en un sistema abierto de baja interacción fluido-roca, hecho que también se pone de manifiesto por la mayor abundancia relativa de los procesos de disolución total de los componentes aragoníticos frente a los de neomorfismo o disolución parcial.

Todos estos procesos se produjeron previamente a la compactación mecánica de esta unidad, como lo pone de manifiesto el hecho de que el Cemento I se encuentre rellenando la porosidad intergranular entre los oolitos de la parte superior de la unidad, cuyos contactos son puntuales y largos y con ausencia de partículas alargadas fracturadas.

#### **III.2.3.E.3. Etapa 3. Diagénesis meteórica II (Titónico ¿inferior?)**

Tras los procesos ocurridos durante la etapa anterior tuvo lugar un proceso de disolución y karstificación que afectó, sobre todo, a la parte superior de la unidad





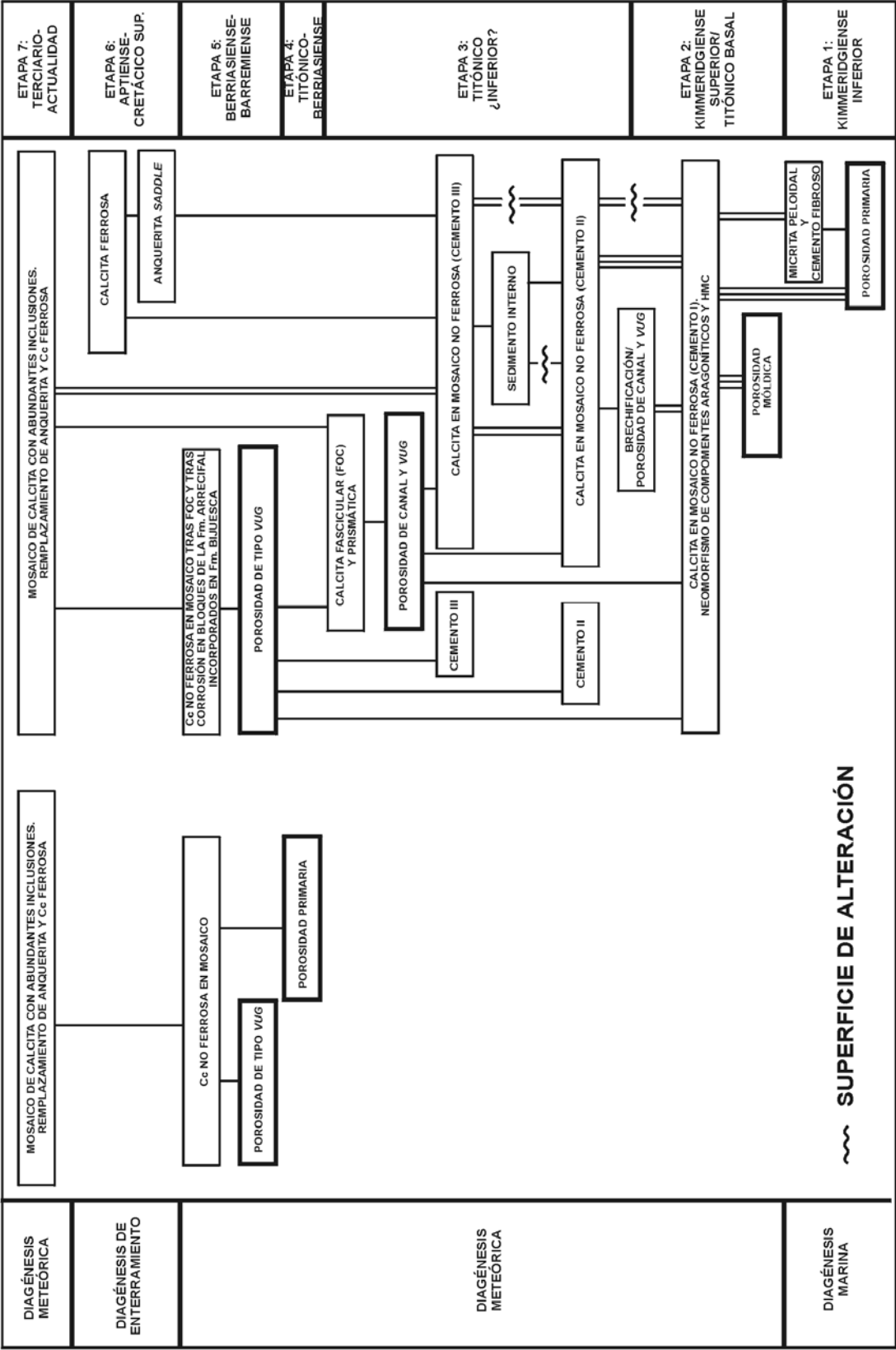
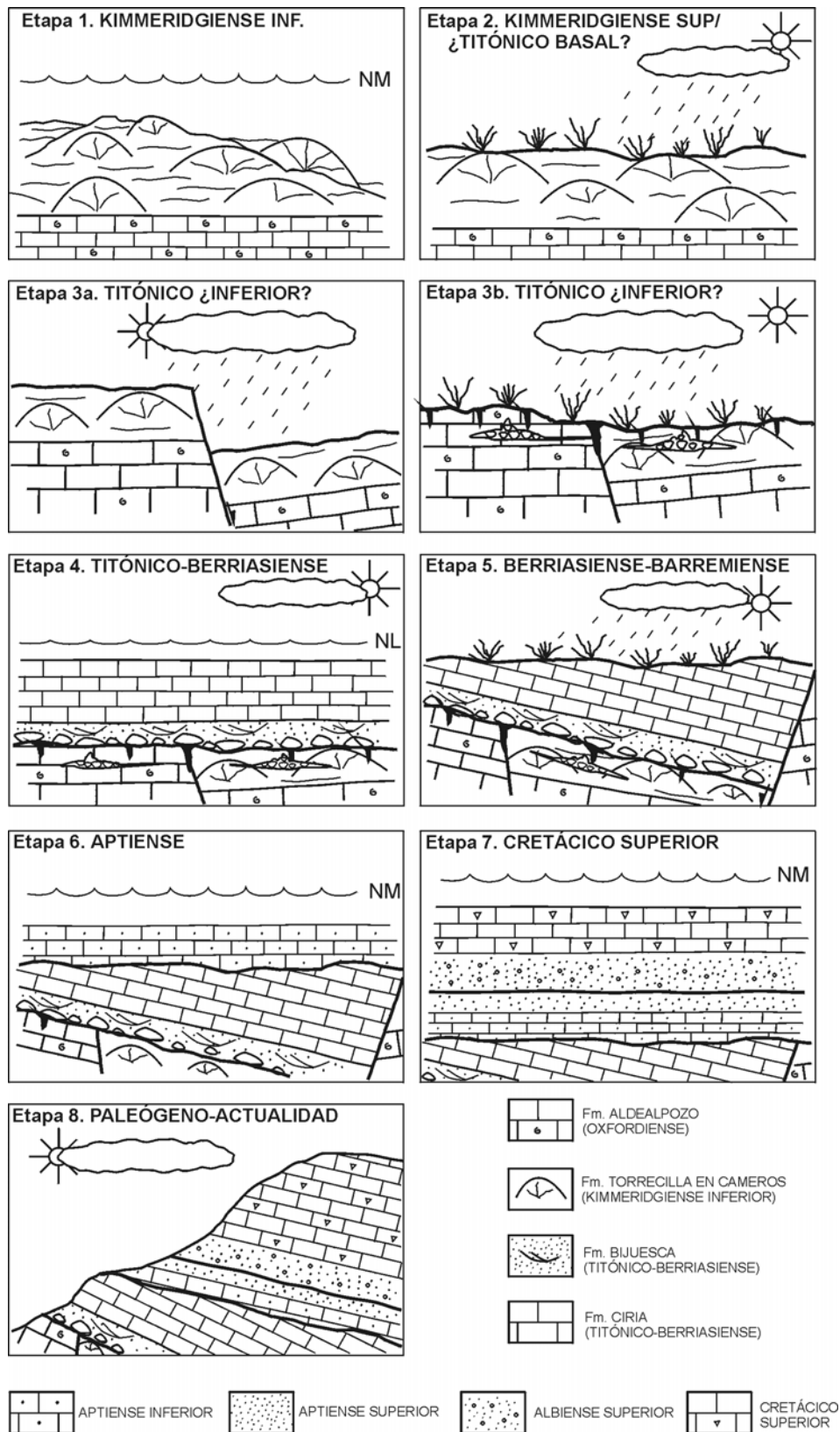
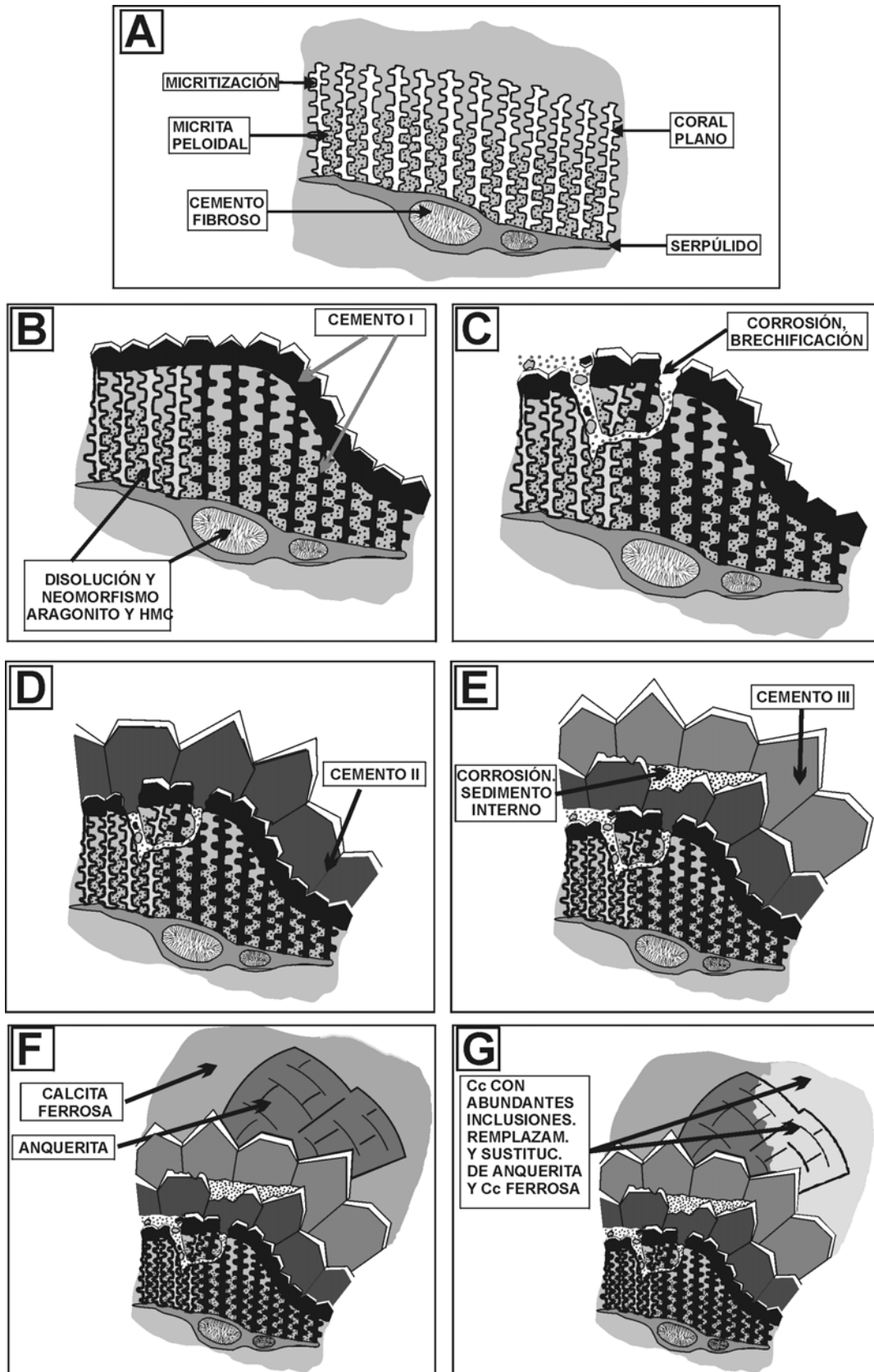


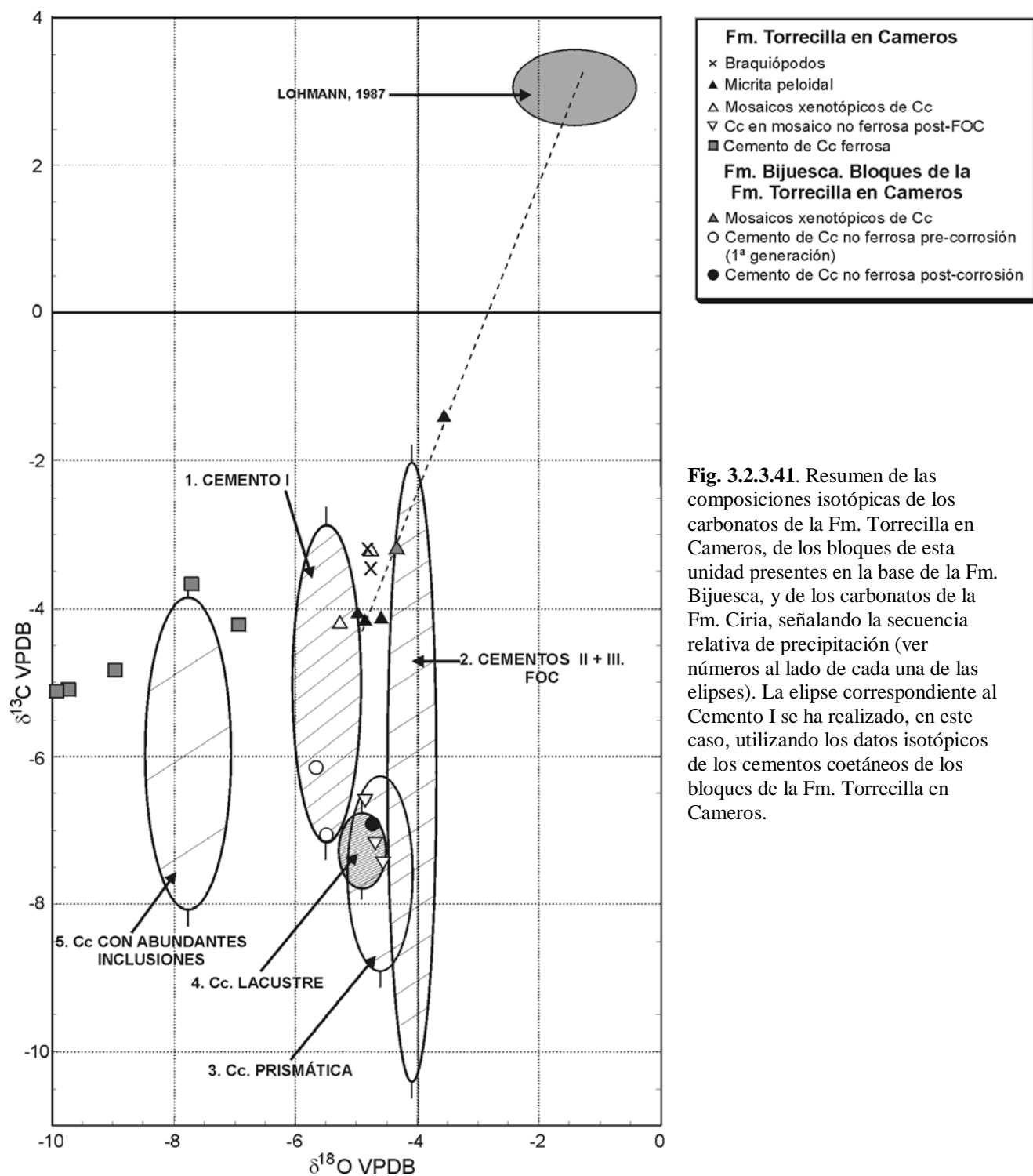
Fig. 3.2.3.38. Esquema representativo y resumen de la secuencia diagénética observada tanto en la Fm. Torrecilla en Cameros como en las suprayacentes de Bijuesca y Ciria en el Sector del Sur del Moncayo. En este esquema se ha representado, a la izquierda, el ambiente diagénético en el que tuvieron lugar cada uno de los procesos; y a la derecha se ha representado la edad inferida de cada uno de ellos. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagénéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (||||); común (|||); poco común (|).



**Fig. 3.2.3.39.** Resumen ilustrativo que muestra las distintas etapas de la evolución sedimentaria y tectónica que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector del Sur del Moncayo. Las líneas más gruesas corresponden a superficies de discontinuidad.. **1.** Desarrollo de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros. NM: Nivel del mar. **2.** Exposición subaérea de la unidad arrecifal. **3a.** Fracturación que afecta a las formaciones kimmeridgiense y oxfordiense. **3b.** Erosión parcial, exhumación de la Fm. oxfordiense Aldealpozo, karstificación y brechificación de la parte superior de las dos unidades marinas del Jurásico superior. **4.** Depósito de las formaciones continentales de Bijuesca y Ciria. NL: Nivel del lago. **5.** Nuevo proceso de fracturación, basculamiento y exposición subaérea de las unidades continentales. **6.** Depósito de las unidades del Aptiense. **7.** Depósito de las unidades siliciclásticas y carbonáticas del Cretácico superior. **8.** Levantamiento tectónico y exhumación de las distintas unidades.



**Fig. 3.2.3.40.** Esquemas ilustrativos idealizados que muestran los principales procesos diagenéticos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros: **A.** Procesos sinsedimentarios (Kimmeridgiense inferior). **B.** Neomorfismo y disolución de los componentes marinos y precipitación del Cemento I (Kimmeridgiense superior/Titónico basal). **C.** Brechificación (Titónico ¿inferior?). **D.** Precipitación del Cemento II (Titónico ¿inferior?). **E.** Corrosión del Cemento II depósito de sedimento interno y precipitación del Cemento III (Titónico ¿inferior?). **F.** Precipitación del cemento de la anquerita saddle y de la calcita ferrosa (Aptiense-Cretácico superior). **G.** Reemplazamiento y sustitución de la anquerita y de la calcita ferrosa por mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Terciario-Actualidad).



**Fig. 3.2.3.41.** Resumen de las composiciones isotópicas de los carbonatos de la Fm. Torrecilla en Cameros, de los bloques de esta unidad presentes en la base de la Fm. Bijuesca, y de los carbonatos de la Fm. Ciria, señalando la secuencia relativa de precipitación (ver números al lado de cada una de las elipses). La elipse correspondiente al Cemento I se ha realizado, en este caso, utilizando los datos isotópicos de los cementos coetáneos de los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros.

arrecifal, y que dio lugar a la formación de cavidades de tipo *vug* y canal que fueron posteriormente rellenas por una o dos generaciones de calcita. Asimismo, asociada a este proceso de karstificación se produjo la brechificación de parte de los tramos superiores de la unidad arrecifal, que dio lugar a la formación de brechas granosoportadas cuyos cantos angulosos presentan una composición idéntica a la del Cemento I (Fig. 3.2.3.40C). Brechas granosoportadas, muy similares a éstas, se han encontrado también en la parte superior de la Fm. oxfordiense Adealpozo cuando

sobre ella se encuentran los depósitos de las formaciones de Bijuesca y Ciria (Fig. 3.2.3.35).

Antes de que se produjera el depósito de estas dos unidades continentales, tuvo lugar un periodo de fracturación en este sector que dio lugar a la exhumación de la unidad oxfordiense de Adealpozo y a la formación de cuencas de tipo semigraben. En concreto, en la sección estratigráfica estudiada, las formaciones oxfordiense y kimmeridgiense se ponen en contacto mediante una falla (Figs. 3.2.1.1.; 3.2.1.2)

fosilizada por los depósitos de Bijuesca y Ciria que, con el mismo espesor, se disponen discordante y directamente sobre estas dos unidades. Estos procesos de karstificación y brechificación, por tanto, tuvieron lugar una vez producida la fracturación y erosión que dio lugar a la exhumación la Fm. Aldealpozo (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.39-3a; 3b). Estas fracturas, además, actuaron como planos de debilidad que habrían favorecido el flujo del agua a través de estas unidades y, por tanto, la disolución y brechificación.

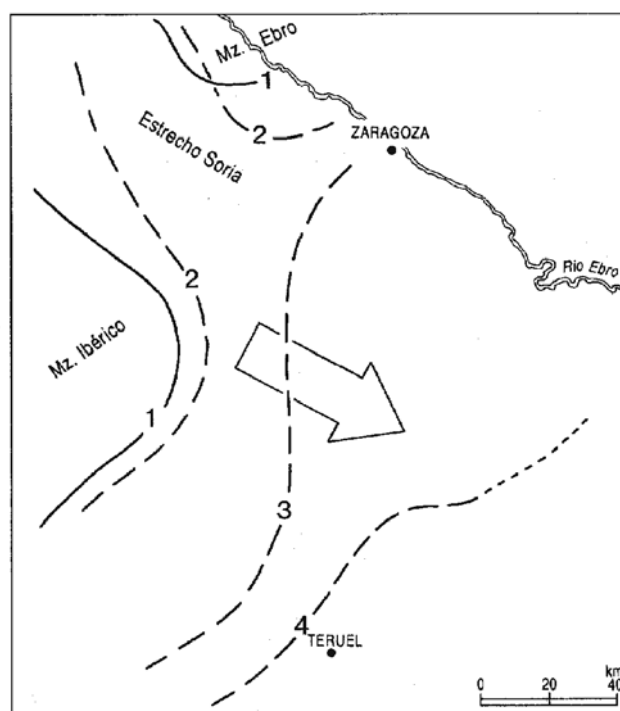
Tanto en las cavidades recién formadas a consecuencia de los procesos de karstificación y brechificación como en las previas que no habían sido completamente cementadas, se produjo entonces la precipitación de los cementos II y III en un ambiente freático meteórico (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.40C; D). Sin embargo, entre la precipitación del Cemento II y la del III tuvo lugar un período de disolución en la parte superior de la unidad arrecifal como lo pone de manifiesto la existencia de sedimento interno entre ambas generaciones, tanto en las cavidades móldicas como en las de tipo *vug*, que ocluyó en parte o por completo la porosidad. También durante esta tercera etapa, y en la superficie expuesta, se produjo la formación de la calcita fascicular, de composición isotópica idéntica a la de estos cementos (Figs. 3.2.3.32; 3.2.3.41).

Sin embargo, si bien tanto la precipitación del Cemento I como la de los cementos II y III se produjo en un ambiente freático meteórico, el hecho de que la composición isotópica media en oxígeno de los cementos II y III sea de +1.4 ‰, respecto a la del Cemento I (Fig. 3.2.3.41), sugiere que su precipitación se produjo a partir de distinto fluido o a partir de un fluido similar pero bajo condiciones ambientales distintas.

Una explicación para este incremento de +1.4 ‰ en el  $\delta^{18}\text{O}$  es que la composición isotópica de las aguas a partir de las cuales precipitaron los Cementos II y III hubiera sido más pesada que la que dio lugar a la precipitación del Cemento I. Sin embargo, a partir del Kimmeridgiense superior y durante el Titónico se fueron estableciendo condiciones continentales en este sector de la Cordillera Ibérica, producidas por la retirada progresiva del Tethys hacia el SE (Aurell *et al.*, 1994) (Fig. 3.2.3.42). En este caso, cabría esperar que, a medida que la línea de costa se fuera alejando de este sector, la composición isotópica en O de las calcitas fuera cada vez más negativa debido al incremento del efecto continente (Anderson y Arthur, 1983; Lohmann, 1987) (Fig. 2.11), asumiendo temperaturas similares en las aguas subterráneas.

Alternativamente, si asumimos composiciones isotópicas similares para las aguas que precipitaron el

Cemento I y los cementos II y III, este cambio en el  $\delta^{18}\text{O}$  de +1.4 ‰ se podría producir por una disminución en la temperatura de las aguas subterráneas. Durante el Kimmeridgiense/Titónico Iberia estaba situada a una latitud de entre 20 y 30°N (Smith *et al.*, 1994; Price *et al.*, 1995; Weissert y Mohr, 1996) y sus temperaturas atmosféricas estimadas variaban entre los 20-30°C en verano y alrededor de 20°C en invierno (Moore *et al.*, 1992). En estas latitudes y bajo estas condiciones atmosféricas es razonable considerar que la temperatura de las aguas subterráneas someras en este área se situaran entre los 10 y 25°C. Pues bien, asumiendo este rango de temperaturas de precipitación para estas calcitas, un cambio de +1.4 ‰ en su composición isotópica habría requerido un enfriamiento de las aguas de 6°C (Friedman y O'Neil, 1977).



**Fig. 3.2.3.42.** Posiciones de la línea de costa en el transcurso del Jurásico superior: 1, Oxfordiense superior; 2, Kimmeridgiense superior; 3, Titónico inferior; 4, límite Titónico-Berriasiense. La flecha indica el sentido general del desplazamiento. Tomada de Aurell *et al.* (1994).

Otra posibilidad sería que se hubiera producido un cambio en el  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas subterráneas como consecuencia de un aumento de la tasa de evaporación. Usando las relaciones de fraccionamiento entre el vapor y el agua de Bottinga y Craig (1969), y la ecuación que calcula los procesos de destilación Rayleigh (Hoefs, 1997) es posible estimar el grado de evaporación que habría sido necesario para producir un cambio en el  $\delta^{18}\text{O}$  de +1.4

%. En nuestro caso, este cambio habría requerido un incremento en la tasa de evaporación de las aguas superficiales de entre un 10-15% durante la precipitación de los cementos II y III, asumiendo también temperaturas de 10-25°C. Esta hipótesis está avalada por los resultados obtenidos por Hallan *et al.* (1991) y Hallan (1993) quienes sugieren que el clima en el oeste de Europa durante el Jurásico terminal y el Cretácico basal fue de estilo Mediterráneo, experimentando una fase de aridez y de alta estacionalidad.

Es probable que la combinación de un enfriamiento en las aguas y una mayor tasa de evaporación fuera la responsable del cambio isotópico entre las calcitas precipitadas durante estos dos periodos de tiempo (Benito *et al.*, en prensa). De hecho, esta hipótesis está avalada por las observaciones de Schudack (1999) quien indica *“temperaturas ligeramente más frías en los mares someros, menor humedad y condiciones áridas y más frías en los continentes adyacentes en Europa Central al comienzo del Titónico”*

Las condiciones climáticas probablemente continuaron cambiando durante la precipitación de la calcita prismática que registra valores isotópicos en O que se sitúan entre los de los cementos II y III y los de las calizas lacustres de la Fm. Ciria, depositadas posteriormente (Fig. 3.2.3.41). Esto sugiere que durante la precipitación de la calcita prismática se produjo la transición entre las condiciones ambientales existentes durante la precipitación de los cementos II y III y las calizas lacustres.

### **III.2.3.E.4. Etapa 4. Depósito de las formaciones continentales Bijuesca y Ciria (Titónico-Berriasiense)**

Durante el Titónico-Berriasiense se produjo la sedimentación de las formaciones continentales de Bijuesca y Ciria (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.39-4) que se apoyan tanto sobre la Fm. oxfordiense Aldealpozo como sobre la Fm. kimmeridgiense Torrecilla en Cameros. La base de la Fm. Bijuesca está formada por grandes bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros, sobre todo cuando esta Formación se sitúa sobre la unidad kimmeridgiense arrecifal, y grandes bloques de la Fm. Aldealpozo cuando se apoya sobre esta unidad oxfordiense (Figs. 3.2.2.22; 3.2.3.35). Esto implica que existió un periodo de fuerte erosión y alteración de estas unidades marinas durante el desarrollo de la discontinuidad que las separa de la unidad continental.

La Fm. Torrecilla en Cameros se erosionó y bloques de la misma fueron incorporados a la Fm. Bijuesca una vez transcurridas las tres etapas anteriores, como lo indica la gran similitud petrográfica y geoquímica de

los cementos precipitados en ellos con los precipitados en la parte superior de la Fm. Torrecilla en Cameros. Asimismo, estos cementos se encuentran corroídos, observándose en la porosidad remanente la presencia de areniscas idénticas a las que forman parte de la Fm. Bijuesca.

### **III.2.3.E.5. Etapa 5. Diagénesis meteórica III (Berriasiense-Barremiense)**

Tras el depósito de estas dos unidades continentales no hay evidencias en este sector de que continuara la sedimentación, como ocurrió en la Cuenca adyacente de Cameros, ya que los depósitos que se apoyan directamente sobre la Fm. Ciria tienen edad Aptiense (Alonso y Mas, 1988; Mas *et al.*, 1993). En este sector, sin embargo, durante este periodo de tiempo tuvo lugar un episodio de actividad tectónica que dio lugar al basculamiento, exposición subaérea y erosión de las unidades continentales del Titónico-Berriasiense (Alonso y Mas, 1988) (Fig. 3.2.3.39-5).

Asociada a esta exposición subaérea se produjo posiblemente la generación de porosidad secundaria de tipo *vug* en las calizas lacustres, fundamentalmente micríticas (Fig. 3.2.3.38; 3.2.3.39-5). Tanto en estas cavidades recién generadas como en la porosidad intrapartícula y fenestral precipitó una generación de calcita en un ambiente, también en este caso, freático-meteórico. La composición isotópica de estos cementos, idéntica a la de la micrita lacustre, nos hace considerar que su precipitación se produjo a partir de aguas de composición isotópica similar y bajo condiciones ambientales similares.

Por otro lado, tanto la última generación de calcita meteórica que precipitó, tras una superficie de corrosión, en los bloques de la unidad arrecifal que se encuentran en la base de la Fm. Bijuesca, como la calcita meteórica que rellena la porosidad intergranular de las areniscas de esta Formación, tienen unas características petrográficas y geoquímicas muy similares a los cementos meteóricos observados en la Fm. Ciria (Figs. 3.2.3.26B; D; E; F; 3.2.3.41). Interpretamos, por tanto, que todas estas generaciones de cemento precipitaron coetáneamente con los cementos meteóricos de Ciria o, al menos, a partir de fluidos y bajo condiciones ambientales muy similares

Asimismo, la generación de calcita meteórica precipitada en el interior de las cavidades de disolución que afectan a la calcita fascicular presenta también unas características petrográficas y geoquímicas muy similares (Figs. 3.2.3.13F; 3.2.3.41), por lo que consideramos que la formación de las cavidades de disolución que afectaron a la calcita fascicular y su cementación posterior por calcita meteórica en mosaico se produjo a la vez que el proceso de alteración y

cementación que tuvo lugar en los bloques de la Fm. Torrecilla en Cameros y, por tanto, durante esta etapa de evolución.

La disminución en 0.8 ‰ en las composiciones en oxígeno de todas estas calcitas respecto a la de los cementos II y III previos probablemente se produjo de una manera gradual, como lo pone de manifiesto la variación en los isótopos de O de las calcitas prismáticas (Fig. 3.2.3.41). Esta disminución se pudo producir como consecuencia de un cambio en el  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas que habrían seguido siendo progresivamente más ligeras, debido o bien al efecto continente (Fig. 2.11), o a un ligero aumento de la temperatura superficial o quizás a una mezcla de ambos efectos.

### III.2.3.E.6. Etapa 6. Diagénesis de enterramiento (Aptiense-Cretácico superior)

A partir del Aptiense inferior y durante el Cretácico superior tanto las formaciones del Jurásico superior marino como los depósitos continentales del Titónico-Berriasiense fueron enterrándose progresivamente mientras tenía lugar la sedimentación de las unidades costeras y marinas del Aptiense y del Cretácico superior (Alonso y Mas, 1988; Alonso *et al.*, 1993) (Figs. 3.2.3.39-6; -7). Durante esta etapa probablemente precipitaron los cementos de anquerita barroca y de calcita ferrosa tanto en la Fm. Torrecilla en Cameros como en las Fms. Ciria y Bijuesca (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.40E) en la porosidad remanente y en la fracturas de Tipo 1 que cortan a todos los cementos precipitados en las etapas anteriores.

En el caso de la anquerita barroca, estudios previos indican que generalmente se forma a temperaturas superiores a los 60-80°C Radke y Mathis, 1980; Spötl y Pitman, 1998). Si asumimos un gradiente geotermal medio de 20-30° C/Km (Allen y Allen, 1990), para conseguir estas temperaturas se habría requerido un enterramiento de estas unidades de unos 2 Km. Sin embargo, en este sector, el espesor de los sedimentos acumulados desde el Aptiense y durante el Cretácico superior no superaron los 1000 m (Alonso *et al.*, 1993). Por esta razón, es posible que la precipitación de la anquerita se produjera como consecuencia de la migración de fluidos de mayor temperatura. Durante el Cretácico medio-superior se produjo el metamorfismo hidrotermal de las unidades del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros situada al NW de este sector (Casquet *et al.*, 1992; Barrenechea, 1994; Alonso-Azcárate, 1997; Mantilla Figueroa, 1999), por lo que quizás los fluidos que dieron lugar a la precipitación de la anquerita estuviera relacionada con este evento hidrotermal.

Por otro lado, llaman la atención los altos contenidos en Fe y, sobre todo, en Mg de la calcita ferrosa. El hecho de que el coeficiente de distribución del Mg en la calcita sea menor que 1 (Veizer, 1983) supone que la concentración de Mg en el fluido que dio lugar a la precipitación de esta fase era relativamente alta. Es improbable que los altos contenidos en Fe y Mg de este fluido procedieran de la interacción de este fluido con la roca encajante arrecifal. Los procesos diagenéticos previos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros, como neomorfismo y cementación, dieron lugar a la precipitación, en los dos casos, de calcitas no ferrosas y con bajos contenidos en Mg, que, en el caso de haber sido disueltas, no hubieran podido aportar al fluido cantidades tan altas de Fe y Mg. Es posible que en este caso la fuente de Mg procediera bien de las aguas connatas marinas presentes en las unidades subyacentes del Jurásico inferior y medio o bien de las de las unidades marinas del Cretácico superior depositadas en este sector. De cualquier manera, no disponemos de datos suficientes como argumentar a favor o en contra de una u otra posibilidad.

### III.2.3.E.7. Etapa 7. Diagénesis meteórica IV. Elevación tectónica y exhumación de la unidad arrecifal (Paleógeno-actualidad)

La última etapa diagenética preservada en esta sección estratigráfica se inició en respuesta al levantamiento tectónico de esta región a partir del Paleógeno, durante la compresión alpina (Guimerá *et al.*, 1995). Durante este periodo compresivo probablemente se generaron las fracturas de Tipo 2, cementadas por una generación de calcita a temperaturas relativamente elevadas, y también los estilolitos transversales que afectan a los carbonatos desarrollados durante las etapas previas.

Posteriormente, también en respuesta al levantamiento tectónico, se produjo un proceso erosivo que dio lugar a la exhumación de las distintas unidades mesozoicas, por lo que tanto la Fm. Torrecilla en Cameros como las formaciones continentales Bijuesca y Ciria fueron de nuevo afectadas por las aguas meteóricas (Fig. 3.2.3.40-8).

Bajo estas nuevas condiciones meteóricas la anquerita y la calcita ferrosa se convirtieron en inestables y fueron reemplazadas por los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro (Figs. 3.2.3.38; 3.2.3.40G). Estos mosaicos de calcita tienen una composición isotópica media en O de -7.8 ‰ (Fig. 3.2.3.41), muy similar a la de algunos espeleotemas presuntamente recientes encontrados en el Sector de Soria y de Torrecilla (ver capítulos III.3.3 y III.4.3.). Por otro lado, las temperaturas actuales de las aguas subterráneas de este Sector del Sur del Moncayo



varían entre 12 y 14°C (datos no publicados del ITGE), compatibles con una temperatura atmosférica media de 10.5° C (datos del Instituto Nacional de Meteorología) y su composición isotópica en oxígeno varía entre -8 y -10 ‰ (SMOW) (Plata, 1994), por lo que las calcitas precipitadas en equilibrio bajo estas condiciones tendrían una composición isotópica de -7 a -9 ‰ aplicando la ecuación de Friedman y O'Neil (1977). Estos valores son muy similares a los valores obtenidos en estos mosaicos de calcita, lo que avala la hipótesis de que el remplazamiento y sustitución de la anquerita y la calcita ferrosa por la calcita con abundantes inclusiones, tanto de la Fm. Torrecilla en Cameros como de las formaciones Bijuesca y Ciria, se produjo con la recarga de las aguas meteóricas durante esta etapa de exhumación.



### **III.3. Sector de Soria**



### III.3.1. Introducción

#### III.3.1.A. Antecedentes

La primera cita que hemos encontrado en la que se describe el Jurásico marino de la región corresponde a Burollet *et al.* (1958) que realizan un estudio comparativo del Jurásico entre las localidades de Alcañiz, La Almunia de Doña Godina y Renieblas (provincias de Teruel, Zaragoza y Soria, respectivamente). En Renieblas, situada al O de Soria (Fig. 3.3.1.1), realizan un corte a través de la carretera que une esta población con Almajano, que es donde se ha llevado a cabo este estudio. En este lugar describen la existencia de “*calizas de aspecto arrecifal*” a las que asignan una edad Portlandiense o Kimmeridgiense superior.

Mensink (1966) en este mismo sector de Renieblas-Aldealpozo describe un conjunto de calizas oolíticas y calizas de equinodermos que data como Bajociense. Por encima de esta unidad, y por debajo de las formaciones detríticas del *Weald* señala la existencia de 120 m de calizas grises y areniscas que, por analogía con el sector de Ricla, data como Bathoniense-Oxfordiense. Tischer (1966a; 1966b), por su parte, realiza el estudio de los materiales wealdenses de la zona formados por arcillas de color violáceo y bancos de caliza y microconglomerados intercalados pertenecientes al Grupo Tera, definido por ese mismo autor y al que asigna una edad kimmeridgiense.

Bulard (1972; 1974) estudia el Jurásico superior en las localidades de Aldealpozo y Renieblas. En concreto, en Renieblas, este autor realiza el mismo corte estratigráfico que Burollet *et al.* (1958) habían realizado previamente, señalando la aparición de facies con corales y calizas oolíticas a las que atribuye una edad Oxfordiense, también por comparación con el perfil de Ricla bien datado. Asimismo describe el límite entre esta unidad marina y los depósitos suprayacentes del “*Weald*” como una zona recrystalizada de espesor milimétrico y una pequeña superficie de erosión que no profundizaría más de 1 cm en la unidad marina inferior.

Benke *et al.* (1981) y Errenst (1984) hacen un estudio estratigráfico y paleogeográfico de las unidades arrecifales del Jurásico superior en la Cordillera Ibérica noroccidental basado en 50 columnas estratigráficas entre las que se encuentran los perfiles levantados en las localidades de

Aldealpozo y Renieblas. Estos autores asignan a estas facies una edad kimmeridgiense inferior-medio.

Salomon (1982a; 1982b) estudia en este sector los depósitos continentales del *Weald*. En el sector de Renieblas, en la carretera que une esta población con Almajano, define la Unidad de Conglomerados poligénicos, areniscas rojas y margas marmorizadas de Renieblas, a la que asigna una edad kimmeridgiense-berriasiense inferior, y que sería equivalente al Grupo Tera de Tischer (1966a; 1966b). Por encima define la Unidad de Calizas de Almajano, equivalentes al Grupo Oncala de Tischer (1966a; 1966b) y a las que asigna una edad berriasiense inferior.

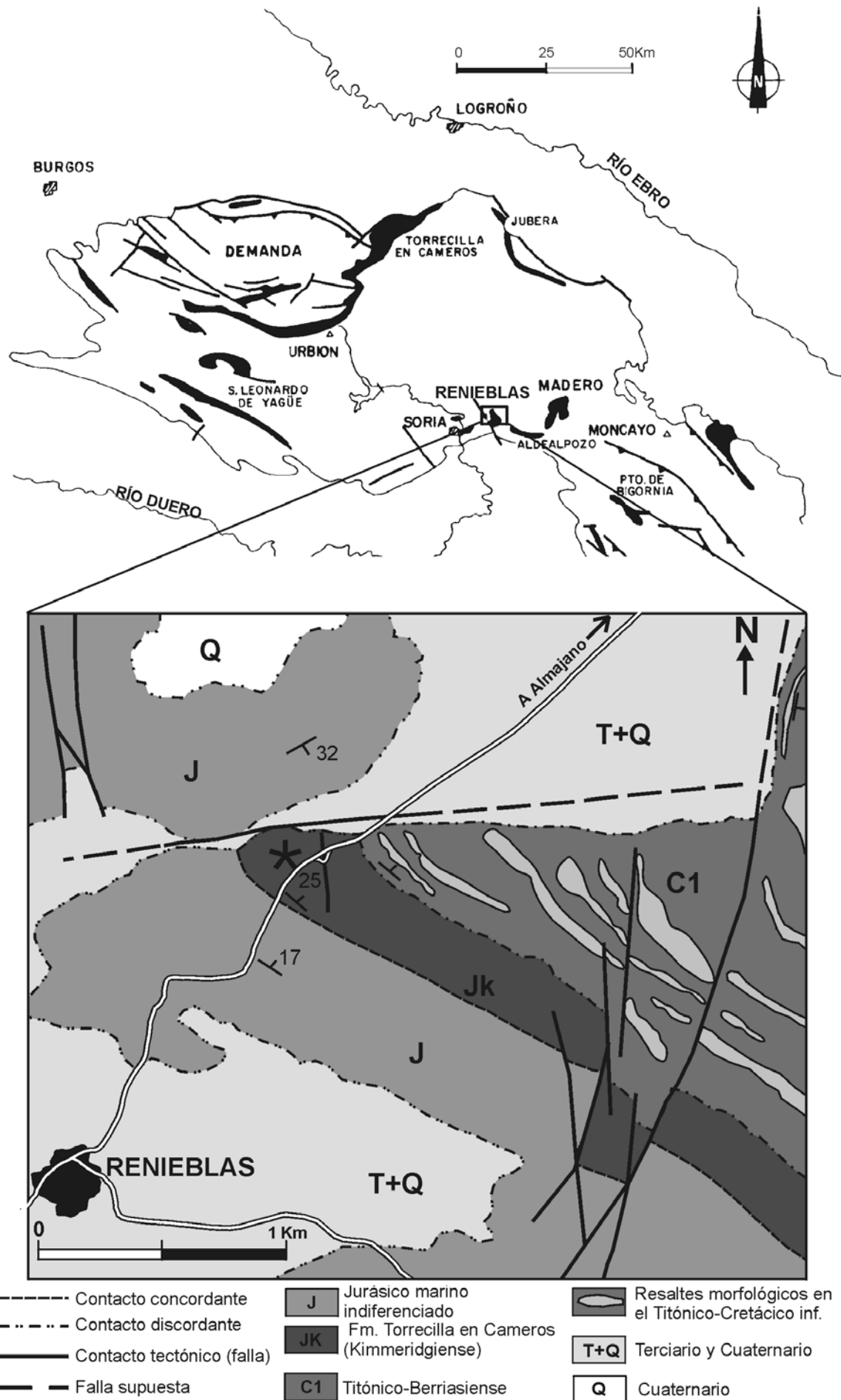
Schudack (1984; 1987) hace un estudio bioestratigráfico, basándose en carófitas, de los depósitos del Jurásico superior-Cretácico inferior que se apoyan sobre los depósitos del Jurásico marino en la Cordillera Ibérica septentrional y Sierra de Cameros. Para ello utiliza la nomenclatura propuesta por Tischer (1966a; 1966b). En concreto, en el Sector de Soria, considera que el Grupo Tera tiene una edad kimmeridgiense superior, y el Grupo Oncala desde el Kimmeridgiense terminal al Valanginiense basal.

Wilde (1988b) y Wilde *et al.* (1988) realizan un estudio estratigráfico y sedimentológico del Jurásico superior en este sector asignando a la unidad arrecifal una edad kimmeridgiense inferior. Asimismo, consideran que el tránsito entre esta unidad y el *Weald* suprayacente se realiza de una forma gradual a través de lo que ellos denominan “*Calizas de algas*”.

Alonso y Mas (1990) realizan un estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de la Fm oxfordiense Aldealpozo y la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros describiendo, además, la naturaleza de las discontinuidades existentes a base y a techo de ambas unidades en este sector.

Errenst (1990; 1991) realiza un estudio bioestratigráfico, paleogeográfico y de las facies de la unidad arrecifal en la Cordillera Ibérica noroccidental basándose en el estudio de los corales. En el Sector de Soria realiza 4 columnas estratigráficas en las que destaca la evolución en la morfología de los corales, desde formas planas a faceloides y finalmente





**Fig. 3.3.1.1.** Situación geográfica y esquema geológico del área estudiada en el Sector de Soria. \* Situación del afloramiento estudiado en este sector.



masivas. Asimismo en todo este sector data a esta unidad como Kimmeridgiense inferior.

Gómez Fernández (1992) y Gómez Fernández y Meléndez (1994) realizan el estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de las primeras etapas de relleno de la Cuenca de Cameros, definiendo varias formaciones. En concreto, en el Sector de Soria señalan la presencia de las aloformaciones Ágreda, Magaña y Sierra de Matute, a las que se les asigna en su conjunto, basándose en los datos de Salomon (1982a; 1982b) y Martín-Closas (1989), una edad titónico-berriasiense.

### III.3.1.B.Contexto geográfico y geológico del área

El lugar elegido para el estudio de la Formación Torrecilla en este sector, se encuentra situado, en el término municipal de la población de Renieblas, al NE de Soria (Figs. 1.2.1; 3.3.1.1). En concreto, el perfil estratigráfico realizado se sitúa a lo largo de la carretera comarcal SO-V-6101 que une la población de Renieblas con la de Almajano (Fig. 3.3.1.1).

La sedimentación del Jurásico superior, como en el Sector del Sur del Moncayo, también comienza en este sector con el depósito de la Formación de Aldealpozo (Secuencia Depositional Oxfordiense medio-superior) (Alonso y Mas, 1990), donde se encuentra, además, su localidad tipo. Esta Formación de aspecto tableado tiene, desde su comienzo hasta la parte media, un carácter fundamentalmente siliciclástico, pasando a ser principalmente carbonático hacia la parte superior de la unidad. Estos materiales se disponen en secuencias de somerización de tipo arenoso primero y de carácter fangoso hacia el techo. Las secuencias de tipo arenoso corresponderían a los términos de barras calcareníticas de alta energía; las de tipo fangoso, donde son abundantes los niveles estromatolíticos y brechificaciones a techo de las secuencias, corresponden a depósitos de *lagoon*. En conjunto, y al igual que en el Sector del Sur del Moncayo, esta unidad se depositó en un sistema de llanura de marea-*lagoon*, desarrollado en una plataforma muy somera abierta hacia el N-NO y con aportes siliciclásticos procedentes del SO y NE (Alonso y Mas, *op. cit.*).

Tras una superficie de brechificación, se sitúa la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros que ha sido datada como Kimmeridgiense inferior (Benke *et al.*, 1981; Conze *et al.*, 1984; Errenst, 1990; 1991).

En este sector, esta unidad presenta un carácter fundamentalmente arrecifal, si bien hacia el techo está formada por calizas oolíticas. Alonso y Mas (1990), Mas *et al.* (1997) y Benito *et al.* (1998)

observan en estos complejos arrecifales una gradación desde las facies de talud a las de núcleo arrecifal, habiendo interpretado las facies oolíticas suprayacentes como los depósitos de *back-reef*.

En cuanto a la estratigrafía secuencial esta unidad pertenece, tomándola en su totalidad, a la Secuencia Depositional del Kimmeridgiense inferior (Alonso y Mas, 1990), que corresponde a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

A partir del Titónico tuvo lugar el periodo de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a la sedimentación de los depósitos continentales del “*Weald*” (Mas *et al.*, 1993).

En este sector, estos materiales continentales, pertenecientes a la Cuenca de Cameros, se sitúan, tras una importante superficie ferruginizada, sobre las calizas oolíticas de la Fm. Torrecilla y comienzan con arcillas rojas, conglomerados y calizas (depositadas en una llanura aluvial) que pertenecen a la Aloformación Agreda definida Gómez Fernández (1992) y equivalente a la parte inferior del Grupo Tera de Tischer (1966a; 1966b). Esta unidad, sólo presente en este sector y hacia el norte, en el Sector de Torrecilla, ha sido datada, basándose en el estudio de carófitas, como Titónico (Gómez Fernández, 1992; Gómez Fernández y Meléndez, 1994). Sobre ella se sitúan las aloformaciones Magaña y Sierra de Matute de edad titónico-berriasiense inferior (Gómez Fernández, 1992; Gómez Fernández y Meléndez, 1994), también de carácter continental y equivalentes a parte de los Grupos Tera y Oncala de Tischer (1966a; 1966b). En conjunto, estas tres unidades, que presentan en este área un espesor de 338 m (Gómez Fernández, 1992), pertenecen a la Secuencia Depositional J10.1 (Titónico-Berriasiense basal) de Salas *et al.* (en prensa) que es equivalente a la Secuencia 1.1 de Mas *et al.* (1993) (Figs 1.3.4A; 1.3.4B). Posteriormente, y como consecuencia de la migración de los depocentros hacia el NE, la sedimentación en este sector debió interrumpirse hasta el Barremiense superior cuando se comenzó a depositar la Secuencia Depositional K1.8 de Salas *et al.* (en prensa), de edad barremiense superior-apitiense inferior, equivalente a la Secuencia Depositional 5 (Grupos de Urbión y Enciso) de Mas *et al.* (1993) (Figs. 1.3.4A; 1.3.4B) y con la que finalizó la sedimentación del Cretácico inferior en la zona. El espesor total acumulado del Cretácico inferior depositado en el área, basado en el corte restituído de la cuenca realizado por Guimerá *et al.* (1995) (Fig. 1.3.5B), habría sido de entre 2000 y 2500 m.

En este sector de la Cuenca de Cameros no se han encontrado depósitos del Cretácico superior, que por otro lado sí se encuentran bien desarrollados muy cerca, al O y SO de Soria (Fig. 1.3.1) donde llegan a alcanzar los 800-900 m de espesor (Alonso *et al.*, 1993). De cualquier manera, Alonso, *et al.* (*op. cit.*) consideran que la sedimentación durante gran parte del Cretácico superior se produjo a lo largo de todo el Surco Ibérico, por lo que ésta habría tenido también lugar sobre los depósitos del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros aunque estos depósitos fueron posteriormente erosionados.

A partir del Paleógeno tuvo lugar la inversión tectónica de la Cuenca de Cameros, que en el Sector de Soria se produjo mediante un sistema de cabalgamientos y pliegues de propagación de dirección E-O, y dirigidos hacia el sur (Platt, 1990; Casas Sainz, 1992; Mieggebielle *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 1.3.5B). La sedimentación de los depósitos terciarios de la Cuenca de Almazán que funcionó como cuenca de *foreland* fue sincrónica con esta fase de fracturación y plegamiento (Guimerá *et al.*, 1995).

### III.3.2. Estratigrafía y sedimentología

#### III.3.2.A. Columna estratigráfica de Renieblas (Fig. 3.3.2.1).

Hoja N° 350 (Soria) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada en un corte situado a lo largo de la carretera comarcal SO-V-6101 que une la población de Renieblas con la de Almajano, desde el kilómetro 10 al 11 aproximadamente (Fig. 3.3.1.1).

**Espesor total:** 96m, de los cuales 77 m corresponden al espesor total de la Fm. Torrecilla en Cameros.

**Base:** Latitud: 41° 49' 54'' N

Longitud: 2° 21' 39'' O

La base de esta columna coincide con el límite entre la Fm. oxfordiense Aldealpozo y la Fm. kimmeridgiense Torrecilla en Cameros que, en este sector, corresponde a una superficie brechificada.

**Techo:** Latitud: 41° 50' 06'' N

Longitud: 2° 21' 25'' O

El techo de esta columna se sitúa en un nivel de calizas, perteneciente a la Aloformación titónica Ágreda, situado a 19 m por encima del techo de la Formación kimeridgiense Torrecilla en Cameros.

La columna estratigráfica comienza con una brecha calcárea formada por cantos irregulares y angulosos, de hasta 10 cm de diámetro, de calizas *mudstone* de color gris oscuro empastados en una matriz arenosa.

Sobre esta brecha se sitúa un grupo de rocas, de carácter siliciclástico fundamentalmente, correspondiente al tramo 1 de la columna estratigráfica. Este conjunto comienza con conglomerados de tamaño fino y areniscas de grano medio con estratificación cruzada mal conservada. Estos depósitos están formados, prácticamente en su totalidad, por granos de cuarzo monocristalino de

subangulosos a subredondeados, en las areniscas, y de subredondeados a redondeados en los conglomerados. En los conglomerados, la matriz está también formada por granos de cuarzo de tamaño arena media y fina con muy poca o sin matriz micrítica. En ambos casos, el cemento es carbonático.

A estas areniscas le siguen un conjunto de conglomerados y areniscas calcáreas que se ponen en contacto mediante un límite muy neto. Los conglomerados, en general, están bien seleccionados y en ocasiones presentan estratificación cruzada de tipo *hummocky*, aunque generalmente mal conservada. Están formados por cantos redondeados de 3 a 4 mm de cuarzo monocristalino como componente principal y fragmentos de bivalvos (inocerámidos y ostreidos que pueden llegar a tener hasta 2-3 cm de diámetro), placas de equinodermos con los bordes redondeados, intraclastos de subangulosos a subredondeados formados por calizas *mudstone* y lituólidos de estructura interna compleja, de hasta 1.5 mm de diámetro. Los fragmentos de bivalvos, de morfología alargada, no presentan una orientación preferente. La matriz de este conglomerado está formada por granos de cuarzo angulosos de tamaño arena fina y algunos fragmentos pequeños de bivalvos y equinodermos.

Los niveles arenosos están constituidos por areniscas calcáreas de grano fino y presentan *ripples* de oscilación. Estas areniscas están formadas por más de un 50% de granos angulosos de cuarzo, peloides subredondeados, algunos fragmentos de bivalvos, foraminíferos bentónicos textulariinos no superiores a las 150 µm, algunos oolitos micríticos de hasta 300 µm y granos de turmalina. Generalmente presentan matriz micrítica.

A partir de la zona media y hasta el final del tramo el contenido en partículas carbonáticas, tanto de tamaño grava como arena, frente al de granos de cuarzo va incrementándose. Esta zona media-superior del tramo está constituida por una alternancia de calizas arenosas y conglomerados calcáreos. Las calizas arenosas, con partículas de tamaño arena fina y media, suelen estar bien estratificadas en bancos de espesor decimétrico y se disponen en niveles, comúnmente granodecrecientes, con laminación paralela de alta energía en la base y *ripples* de



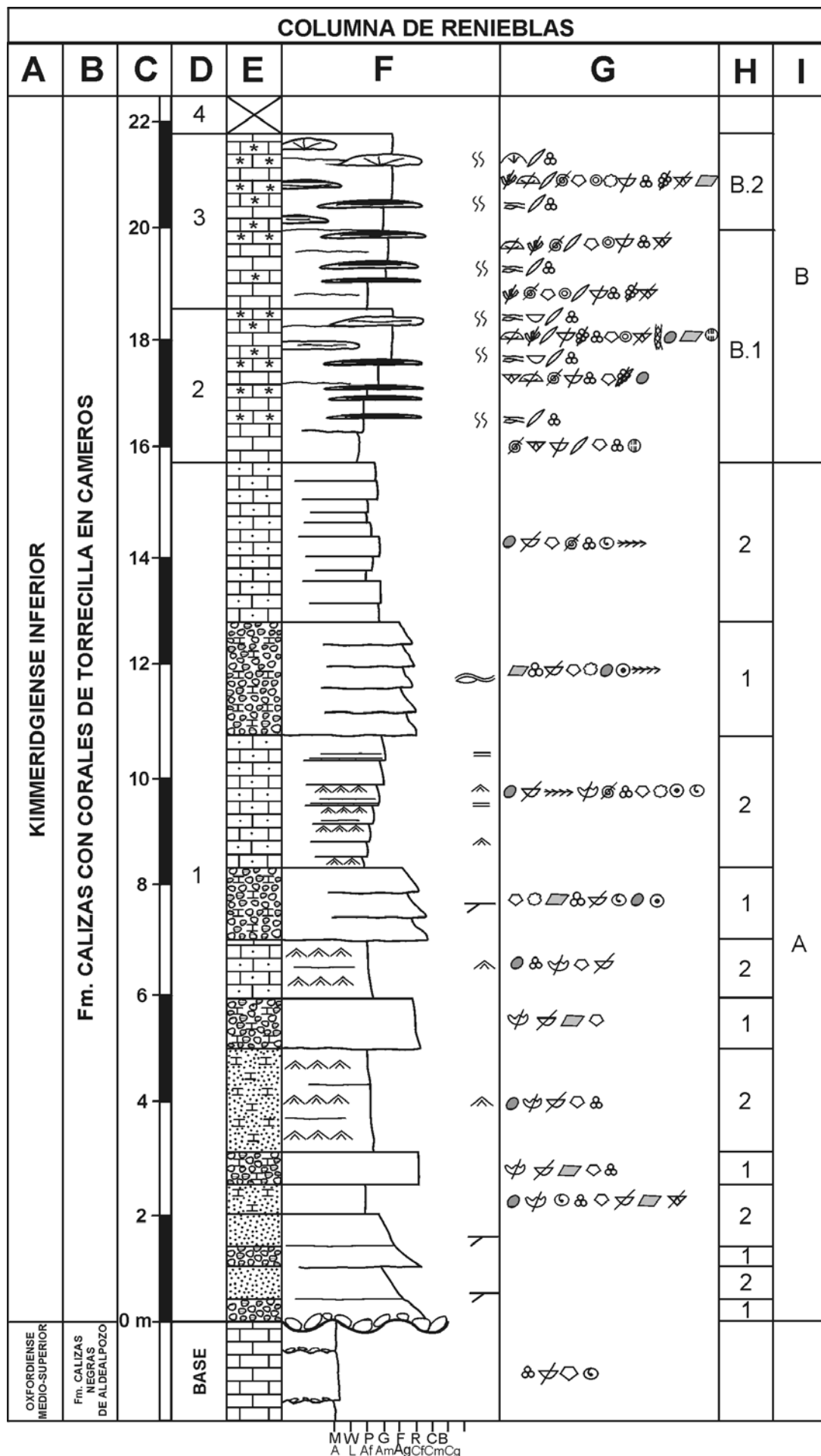
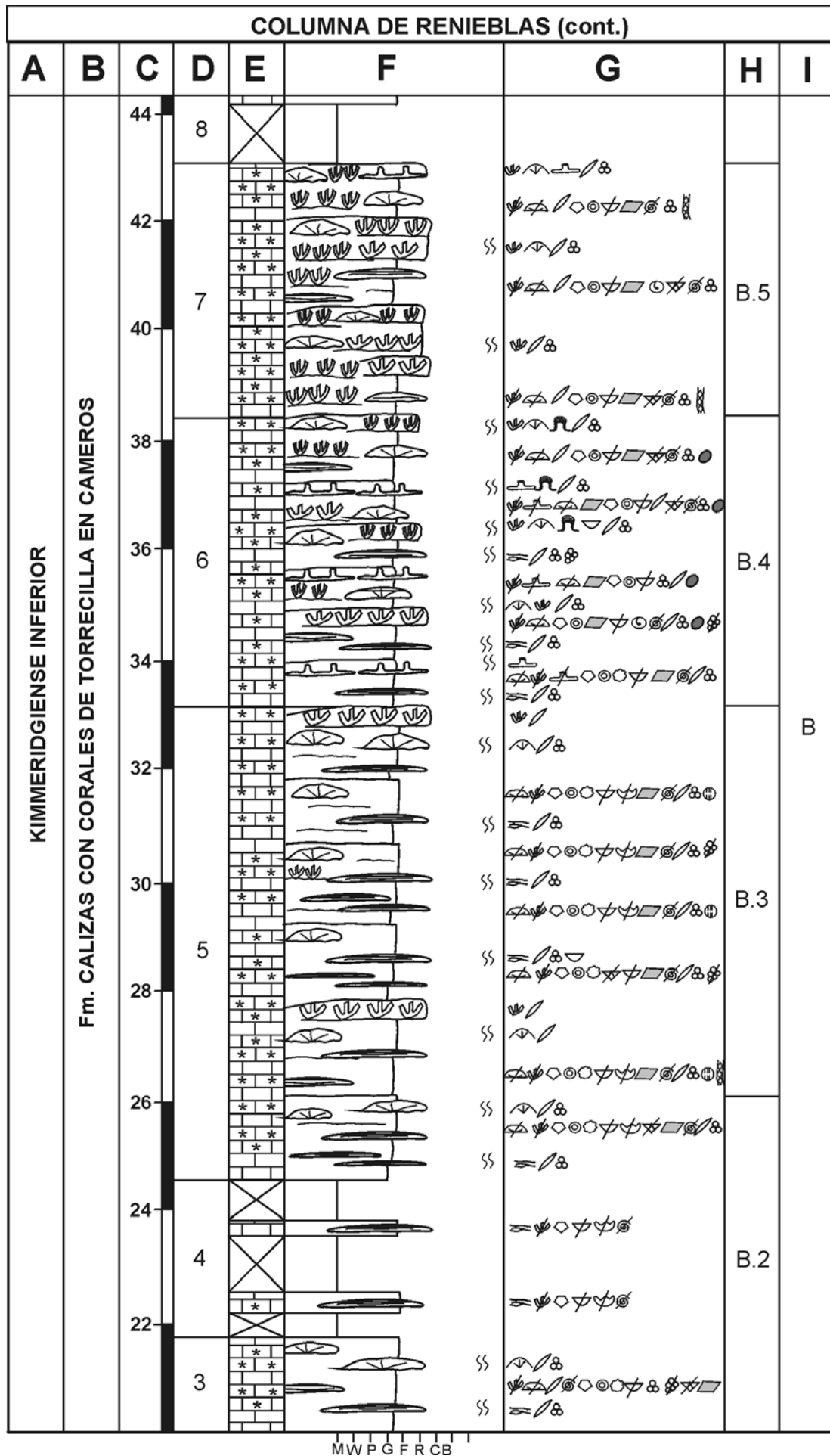


Fig. 3.3.2.1. Columna estratigráfica de Renieblas (continúa).



**Fig. 3.3.2.1.** Columna estratigráfica de Renieblas (continuación).

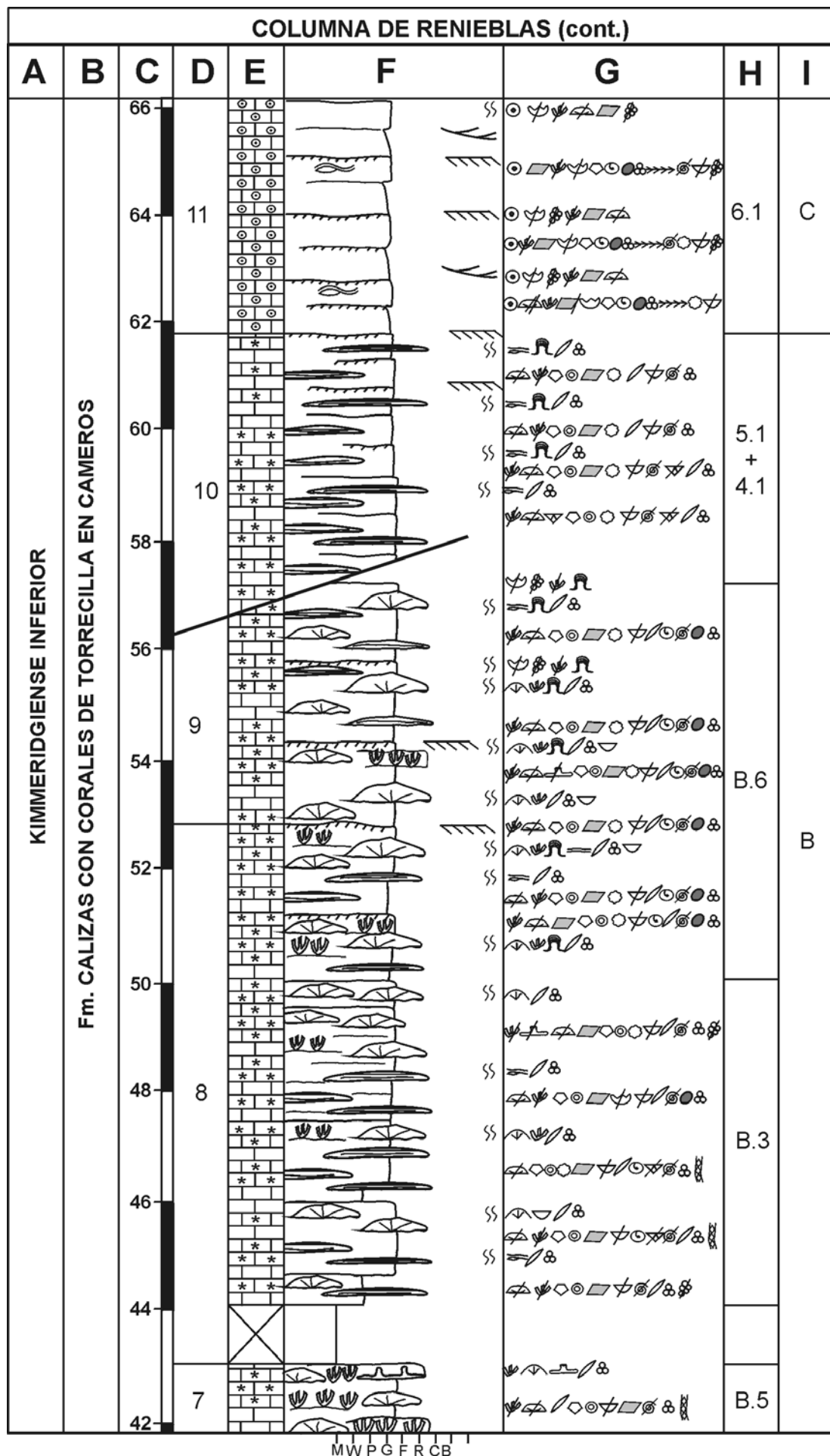


Fig. 3.3.2.1. Columna estratigráfica de Renieblas (continuación).

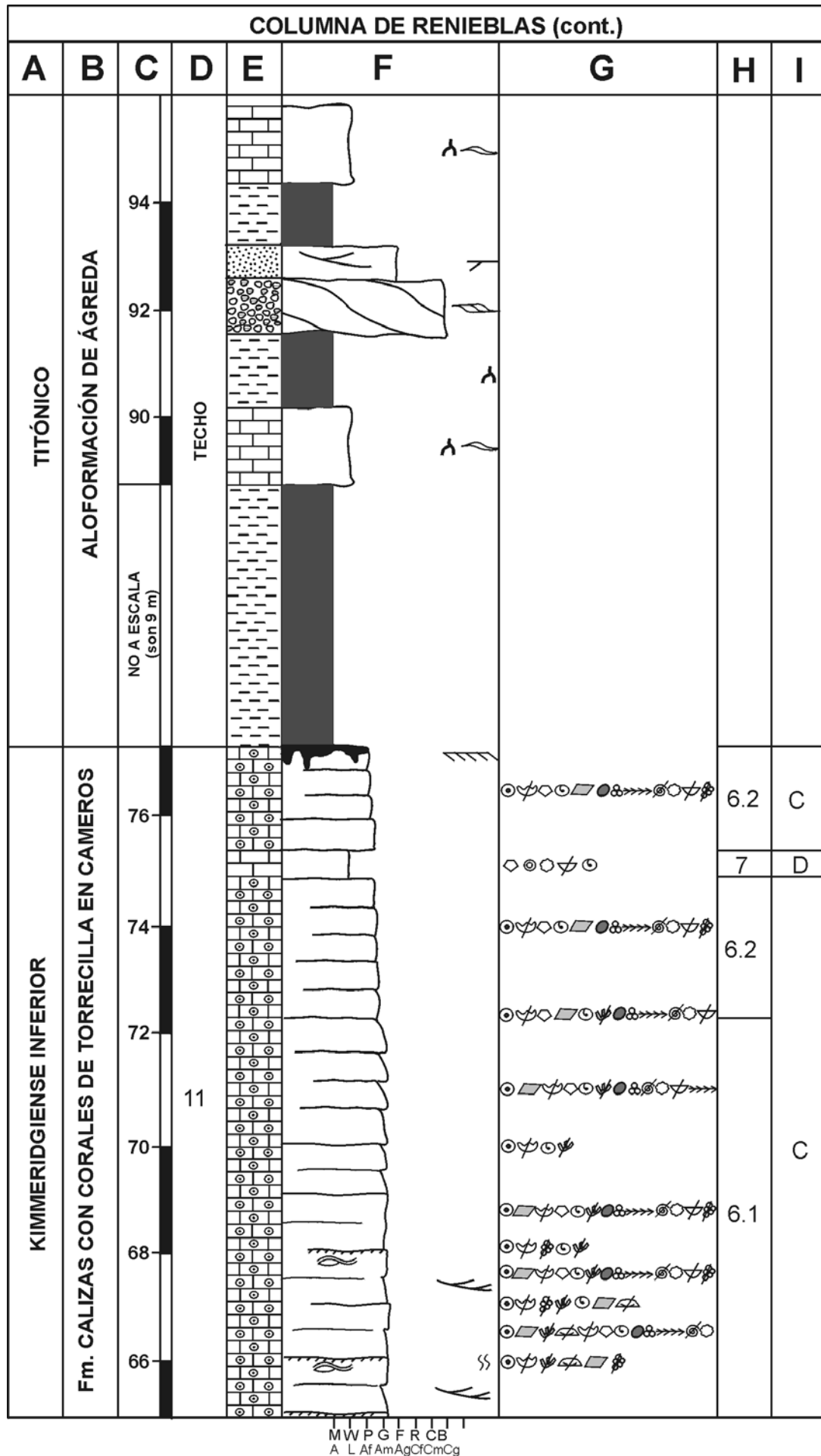


Fig. 3.3.2.1. Columna estratigráfica de Renieblas (continuación y final).



oscilación en la parte superior de algunos niveles. Sin embargo, la tendencia en conjunto de estos bancos es granocreciente. Las calizas arenosas están formadas por un *packstone* o *grainstone* de peloides irregulares y subredondeados, foraminíferos bentónicos textulariinos, lageninos e involutiinos (entre los que se ha identificado *Trocholina*), espinas y placas de equinodermos, fragmentos de bivalvos, gasterópodos y algas dasicladáceas y hasta un 20-30% de granos de cuarzo que presentan envueltas oolíticas incipientes.

Los paquetes conglomeráticos se disponen comúnmente en secuencias granodecrescentes de 10 a 30 cm de espesor con partículas de tamaño conglomerado fino a arena gruesa y con estratificación cruzada mal conservada. Están formados por abundantes granos de cuarzo subredondeados y subangulosos y por partículas carbonáticas, de tamaño grava o arena gruesa, constituidas por intraclastos micríticos con foraminíferos (entre los que se ha identificado *Trocholina*), placas y espinas de equinodermos, y lituólidos de estructura interna compleja, que llegan a tener hasta 2 mm de diámetro. También se han encontrado fragmentos de bivalvos y gasterópodos. La matriz de estos niveles fundamentalmente conglomeráticos está formada por partículas de tamaño arena fina y media de cuarzo, peloides, foraminíferos bentónicos textulariinos no superiores a las 200 µm y fragmentos pequeños de bivalvos y equinodermos.

Tras un límite muy neto, en el que no se ha observado ningún tipo de estructura, se disponen dos secuencias de calizas correspondientes a los tramos 2 y 3 de la columna estratigráfica. En cada uno de estos tramos la secuencialidad observada es similar. Comienzan con calizas *packstone* y *packstone-wackestone* muy fino y color gris oscuro, formadas por fragmentos de fósiles disueltos no reconocibles, algunos fragmentos de bivalvos y equinodermos de pequeño tamaño, foraminíferos bentónicos textulariinos, peloides, a veces pellets fecales y espículas de esponja. Progresivamente y hasta la mitad de cada uno de estos dos tramos, estas calizas están formadas por un *floatstone* de corales faceloides y masivos y braquiópodos terebratulidos (sobre todo en el tramo 2) con matriz *packstone-wackestone* fino similar al descrito anteriormente. Entre estos depósitos alóctonos se encuentran algunas colonias laminares de corales masivos, bioturbadas, de espesor no superior a un centímetro y longitud de entre 15 y 20 cm. A partir de la parte media de estos dos tramos tanto el tamaño de las partículas de origen alóctono, como el espesor de las colonias de coral masivo intercaladas va siendo progresivamente mayor. Las calizas de origen alóctono están formadas en este caso por un *floatstone* de corales faceloides (entre los

que se ha identificado *Thecosmilia*) y masivos en matriz *packstone* de corales, bivalvos, placas y espinas de equinodermos, artejos de crinoides, braquiópodos terebratulidos, serpulidos, intraclastos micríticos y con espículas y fragmentos de coral, foraminíferos bentónicos lageninos y textulariinos, peloides, pellets fecales y algún fragmento de briozoo. La matriz micrítica presenta fábrica peloidal no densa. En la zona más superior del tramo (en ambos casos) uno de los componentes más abundantes del *packstone* lo constituyen las espículas de esponja. Asimismo, en esta misma zona algunas partículas como los bivalvos y fragmentos de equinodermos se encuentran bioturbados y se encuentran parcialmente micritizados en la parte exterior.

Con respecto a los corales masivos encontrados *in situ*, en la zona media y superior predominan las formas planas y ligeramente cóncavas (a techo del tramo 3), de espesor, en general, no superior a los 3-4 cm y longitud de entre 15 y 30 cm. Estas colonias se encuentran generalmente bioturbadas en la parte superior con relleno de espículas de esponja, foraminíferos bentónicos hialinos y matriz peloidal densa. Entre los corales laminares y planos se ha identificado *Microsolena*. Por encima de algunas colonias cóncavas de coral se han encontrado bivalvos inocerámidos de hasta 10 cm de longitud y 2 cm de diámetro que se adaptan a la morfología externa del coral.

Por encima se encuentra un tramo semicubierto (correspondiente al tramo 4 de la columna) de calizas *floatstone* de corales en matriz *packstone* con algunas colonias laminares y planas muy similares a las de los tramos inferiores.

El tramo 5 está formado por varias secuencias de espesor entre 1.5 y 2 m. Cada una de estas secuencias está formada por un *floatstone* de corales faceloides robustos (hasta 3 cm de diámetro) y de tamaño medio (hasta 1.5 cm de diámetro) en matriz *packstone* de corales masivos y faceloides, artejos de crinoides, placas y espinas de equinodermos, en muchos casos bioturbadas y con micritización incipiente en la parte exterior, bivalvos (algunos de ellos inocerámidos) también bioturbados y a veces incrustados por foraminíferos de tipo nubeculárido y con costras micríticas, intraclastos, foraminíferos bentónicos textulariinos, lageninos y lituólidos, algunas espículas de esponja, y algún fragmento de braquiópodos, briozoos, serpulidos y también pellets fecales. Estas calizas de origen alóctono contienen un porcentaje superior de partículas de mayor tamaño en las secuencias más altas del tramo y, dentro de cada una de las secuencias, hacia la parte superior de las mismas. Los intraclastos (formados por calizas

micríticas, a veces de fábrica peloidal, y fragmentos de coral fundamentalmente) son también más abundantes, y están más redondeados y con pequeñas costras micríticas en la parte superior de cada secuencia.

Entre estas calizas se encuentran colonias de corales masivos y faceloides *in situ*, que en el caso de los masivos, suelen estar bioturbados en la parte superior con relleno de espículas de esponja, algunos foraminíferos hialinos y matriz peloidal densa. Las colonias masivas son laminares o planas (de hasta 1 cm y 3 cm de espesor, respectivamente) hacia la base de las secuencias y dómicas (de hasta 40 cm de longitud y 20 cm de espesor) hacia el techo de cada secuencia. El género de coral masivo más abundante es *Clausastraea*, aunque también se ha identificado *Kobyastraea*. También hacia el techo hay algunas colonias de corales faceloides robustos del género *Diplaraea*.

Por encima de este tramo se encuentra un conjunto de secuencias (correspondientes al tramo 6 de la columna) similares a las del tramo anterior, aunque con algunas salvedades. Las facies de tipo *floatstone* son similares pero contienen una mayor cantidad de peloides, espículas de esponjas y sobre todo intraclastos que además suelen estar más redondeados y presentan encostramientos micríticos. La matriz micrítica, en este caso, suele tener una fábrica peloidal no densa. Respecto a las colonias de coral, se ha encontrado la misma secuencialidad de colonias laminares, planas y dómicas y, en la parte superior, también colonias faceloides de corales robustos, medios y a veces de formas delicadas en muchos casos totalmente disueltos. Entre las colonias de coral masivas se ha identificado *Clausastraea* y *Actinaraea*. Entre las faceloides se ha reconocido *Diplaraea*, *Thecosmilia* y *Stylosmilia*. Pero el hecho más significativo de este tramo es la presencia de abundantes colonias de corales masivos con morfología pseudoramosa en el techo de las secuencias. Además, sobre todo hacia la parte más superior de este tramo, estas colonias, así como las de tipo faceloide, se encuentran incrustadas por serpúlidos y foraminíferos de tipo nubeculárido, y están rodeadas de costras micríticas, de fábrica peloidal densa, de hasta 2-3 mm de espesor. En el interior de estas costras micrítica hay abundantes espículas de esponjas y algunos foraminíferos bentónicos de tipo lagenino. El resto de la roca está formado por un *floatstone* de corales faceloides y fragmentos de equinodermos en matriz *packstone* o *wackestone* de intraclastos muy redondeados, fundamentalmente micríticos, gasterópodos, fragmentos de coral, peloides, foraminíferos textulariinos y algunos bivalvos y equinodermos con matriz micrítica de fábrica peloidal no densa.

El siguiente tramo (7 de la columna estratigráfica) se caracteriza por la abundancia de colonias de corales faceloides *in situ* sobre todo de formas medias y delicadas, aunque también se han observado algunas colonias de formas robustas. En menor proporción se encuentran colonias de corales masivos de morfología plana y sobre todo dómica, comúnmente de *Clausastraea*, que suelen estar bioturbadas en la parte superior. Solamente en el techo de este tramo se ha encontrado alguna colonia de coral masiva de morfología pseudoramosa.

El sedimento entre los distintos tipos de colonias está formado por un *floatstone* de corales faceloides y, en menor medida masivos, con matriz *packstone* de corales, placas y espinas de equinodermos, artejos de crinoides, intraclastos (de la misma naturaleza que en el tramo anterior, aunque no tan abundantes ni tan redondeados), bivalvos, gasterópodos, abundantes espículas de esponjas y algunos foraminíferos textulariinos y fragmentos de braquiópodos terebratulídeos. Los fragmentos de bivalvo suelen estar incrustados por foraminíferos de tipo nubeculárido y presentan encostramientos micríticos. Los equinodermos por su parte suelen estar bioturbados y presentan una ligera micritización en los bordes.

Tras un pequeño tramo cubierto comienza el tramo 8. En este tramo, en conjunto y al contrario que en el anterior, predominan los corales masivos frente a los faceloides y está formado por varias secuencias de 1.5 a 2 m de espesor. La parte superior de las dos últimas secuencias se encuentra rubefactada.

En la parte inferior y media del tramo las secuencias comienzan con un *packstone* mal seleccionado de corales, intraclastos y placas equinodermos algo redondeados, como partículas de mayor tamaño, y bivalvos, espículas de esponjas, foraminíferos textulariinos y algún serpúlido de menor tamaño y sin redondear. Entre estos materiales se ha encontrado alguna colonia de coral masivo de morfología plana a dómica. A este conjunto de facies le sucede un *floatstone* de corales faceloides y masivos en matriz *packstone* de corales masivos y faceloides, abundantes placas y artejos de equinodermos, bioturbados, y parcialmente micritizados en la parte superior, intraclastos micríticos y con fragmentos de coral redondeados, gasterópodos, serpúlidos, bivalvos, peloides, foraminíferos bentónicos textulariinos, lageninos e involutiinos (*Trocholina*), algunas espículas de esponjas y escasos granos de cuarzo de tamaño arena fina. Algunas de las partículas, como los bivalvos, se encuentran incrustadas por foraminíferos y presentan costras micríticas. Entre las facies *floatstone* se encuentran algunas colonias de coral bioturbadas en la parte superior, de morfología plana primero y

dómica a techo, entre las que se ha identificado *Clausastraea*. Encima de algunas de estas colonias se han encontrado bivalvos inocerámidos enteros de hasta 15 cm de longitud y de 1 a 2 cm de espesor, que se adaptan a la morfología del coral sobre el que se encuentran. Esporádicamente se ha encontrado alguna colonia de corales faceloides *in situ*.

Las secuencias que se encuentran en la parte superior de este tramo comienzan también con facies *floatstone* de corales faceloides y masivos en matriz *packstone*, muy similares a las de la parte basal y media, aunque en estas son más abundantes los intraclastos, que están bastante redondeados, y algunos ostreidos. Entre estos depósitos alóctonos también se encuentran colonias de coral planas y dómicas (la mayor parte de ellas de *Clausastraea*) muy bioturbadas en la parte superior, en algunos casos por litófagos.

Sin embargo, en la parte superior de las secuencias, tanto las partículas del sedimento alóctono como los corales *in situ* presentan una importante incrustación por serpúlidos, foraminíferos y algas y encostramientos micríticos en los que son muy abundantes las espículas de esponjas. Entre algunas de estas costras y formas incrustantes hay bandas de cemento fibroso-relicto de calcita de hasta 0.3 mm de espesor.

Estos encostramientos están en contacto (mediante un borde muy irregular y anguloso en algunos casos) con un *wackestone* de fragmentos micríticos irregulares y angulosos (de igual fábrica y textura que los encostramientos micríticos de alrededor), algunos equinodermos, peloides, y algunos foraminíferos bentónicos textulariinos y lageninos y también bivalvos alrededor de los cuales pueden encontrarse los encostramientos y cementos anteriormente citados. La matriz es micrítica pero se encuentra muy recrystalizada.

Por último, cabe señalar que el techo de este tramo lo constituye una superficie neta, irregular y enrojecida.

Las facies y secuencias del tramo 9 son muy similares a las de las últimas secuencias del tramo anterior, formadas por *floatstone* de corales en matriz *packstone*, colonias sobre todo masivas de morfología dómica de *Clausastraea* y partículas y corales incrustados y encostrados. Las superficies de cada una de las secuencias de este tramo también son bastante netas, tienen abundantes ostreidos y están alabeadas y con ferruginización a techo en algunas de ellas. El límite superior de este tramo corresponde a una pequeña falla de escaso salto (Fig. 3.2.1).

El tramo 10 comienza tras la falla. Está formado por niveles de hasta 60-70 cm de espesor constituidos por calizas *floatstone* de corales masivos y algunos ramosos en una matriz *packstone* de corales, placas de equinodermos, artejos de crinoides, fragmentos de braquiópodos terebratulidos, algunos intraclastos, espículas de esponjas y foraminíferos bentónicos textulariinos. Entre el sedimento alóctono se encuentran colonias laminares, de incluso 2 a 3 mm de espesor, y planas, de poca continuidad lateral (comúnmente inferior a 10 cm) en ocasiones con morfología en cono invertido. Estas colonias suelen estar muy bioturbadas.

Hacia el techo de este tramo algunas de las colonias de corales faceloides y masivos, no *in situ*, se encuentran incrustadas por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium* y algunas de las encontradas en posición de vida presentan encostramientos micríticos de fábrica peloidal densa.

La parte superior de algunos de estos niveles, sobre todo a techo, presenta un color rojizo.

El tramo 11 está constituido prácticamente en su totalidad por calizas oolíticas que presentan estratificación cruzada a gran escala con las que termina la sedimentación de la Formación Torrecilla en Cameros en esta zona. Estas calizas se disponen en bancos de 30 a 70 cm cuya parte superior se suele encontrar ferruginizada y alabeada (sobre todo en la parte inferior) y con concentraciones de bivalvos (muchos de ellos ostreidos) y fragmentos de corales faceloides, masivos, gasterópodos, intraclastos y serpúlidos. En la parte superior de algunos de estos bancos se ha encontrado estratificación cruzada de tipo *hummocky*.

Estos niveles, en la zona inferior y media del tramo, están formados por calizas *floatstone* de corales faceloides y, en menos ocasiones masivos, intraclastos micríticos y con corales, todos ellos redondeados y con finas envueltas micríticas, bivalvos, gasterópodos, fragmentos de esponjas y algún fragmento de chaetétido. La matriz de este *floatstone* está formada por un *packstone* y *grainstone* (en la parte superior de algunos niveles) de oolitos, bivalvos, gasterópodos, fragmentos de equinodermos, intraclastos, peloides, foraminíferos bentónicos y algas verdes dasycladáceas. En el caso de los *grainstone* las partículas alargadas suelen presentar una orientación preferente. Hacia la parte superior de cada nivel, así como hacia la parte superior del tramo, la cantidad y tamaño de las partículas de mayor tamaño va disminuyendo.

En la parte superior de este tramo se ha encontrado un nivel de *wackestone-packstone* de placas y espinas de equinodermos, artejos de

crinoides, y algún gasterópodo y fragmentos de bivalvo.

En el techo del tramo, y por tanto de la Formación Torrecilla en Cameros, las facies oolíticas se encuentran edafizadas y/o muy ferruginizadas. Por encima de estas facies alteradas hay una costra hematítica que puede llegar a tener hasta varios decímetros de espesor.

La columna estratigráfica finaliza con el tramo 12, perteneciente a la Aloformación titónica de Ágreda que continúa más allá del techo de esta columna. Esta unidad está formada por lutitas rojas, en algunos puntos edafizadas y con huellas de raíces, entre las que se encuentran cuerpos de calizas masivas o nodulares de 1 a 1.5 m de espesor, de color rojizo o versicolor con porosidad fenestral y huellas de raíces. Entre los niveles arcillosos se ha observado también un cuerpo canalizado de hasta 1 m de espesor y con superficies de acreción lateral formado por un conglomerado granosostenido medianamente seleccionado de cantos de calizas micríticas grises y ocre y calizas oolíticas rojas, de hasta 8 cm de diámetro, bien redondeados con matriz arenosa de granos de cuarzo y caliza. Por encima de los conglomerados hay areniscas medias y gruesas muy ferruginizadas con estratificación cruzada de surco.

### **III.3.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros**

Al igual que en el Sector del Sur del Moncayo, en este apartado se describen las asociaciones de facies que han sido establecidas para esta Formación, cada una de las cuales está formada por uno o varios tipos de facies distintos, resumidos en la Fig. 3.3.2.2. Aunque los números y letras que se les ha asignado a las facies y asociaciones de facies de este sector son los mismos que las que se usaron en el Sector del Sur del Moncayo, éstos no tienen porqué coincidir (y en la mayoría de los casos no coinciden) con el tipo de facies a las que se ha asignado en uno y otro caso, ya que se ha hecho de un modo correlativo desde la base al techo de la unidad.

#### **III.3.2.B.1. Asociación de facies A. Depósitos submareales dominados por la acción de las tormentas**

Esta asociación de facies se ha encontrado exclusivamente en la base de la unidad (tramo 1) y sus características más destacables son su alto contenido en componentes siliciclásticos, ausentes en el resto de la unidad, y la presencia de conglomerados con estratificación cruzada de tipo *hummocky* que alternan con areniscas calcáreas y calizas arenosas con laminación paralela de alta energía y *ripples*. Los

materiales pertenecientes a esta asociación se han agrupado en dos tipos de facies distintos.

#### **III.3.2.B.1.a. Facies 1. Conglomerados y conglomerados calcáreos de grano fino** (Fig. 3.3.2.3).

##### Descripción

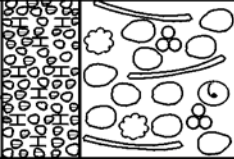
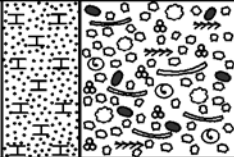
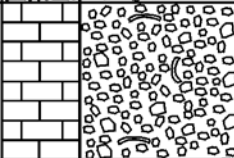
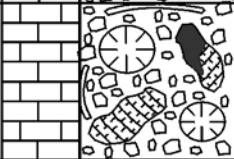
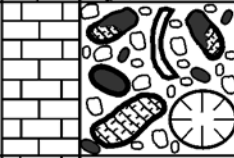
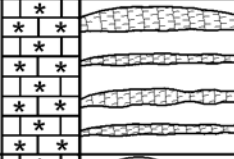
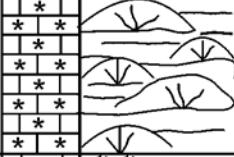
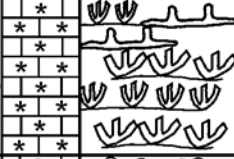
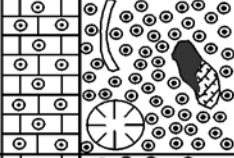
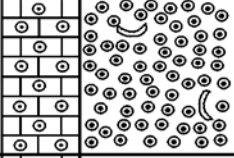
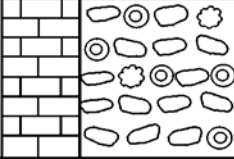
Este tipo de facies está constituido por conglomerados medianamente o bien seleccionados de grano fino con estratificación cruzada, en ocasiones de tipo *hummocky* (Fig. 3.3.2.4). En los *sets* que componen los cuerpos con estratificación cruzada se observa una tendencia granodecreciente desde conglomerados finos a areniscas gruesas. Por otro lado, el límite entre los conglomerados y los depósitos subyacentes es muy neto y suele corresponder a una superficie plana o ligeramente alabeada (Fig. 3.3.2.5). Internamente estos depósitos están formados en su totalidad, o en su mayor parte, por cantos redondeados de cuarzo monocristalino con extinción ondulante. Además de cuarzo contienen partículas carbonáticas, cuya proporción aumenta hacia el techo. En cualquier caso, la proporción de granos de cuarzo suele ser igual o superior al 50 %. Las partículas carbonáticas son principalmente fragmentos de bivalvos (ostreidos e inocerámidos en su mayor parte), intraclastos (de subangulosos a subredondeados y formados por calizas *mudstone* a veces con algún grano cuarzo o foraminíferos bentónicos en su interior), placas y espinas de equinodermos, gasterópodos y lituólidos de estructura interna compleja de hasta 2 mm de diámetro y formados por partículas de hasta 300 µm de diámetro (oolitos, intraclastos, foraminíferos y granos de cuarzo). En general, las partículas de morfología alargada, como los bivalvos, están orientadas en una dirección preferente, salvo en un caso en el que estos conglomerados se presentan en cuerpos de morfología tabular, de 60-70 cm de espesor, y sin ningún tipo de estructuración interna o tendencia granoselectiva.

La matriz de los conglomerados está formada por partículas de tamaño arena fina y media de cuarzo anguloso, peloides subredondeados, foraminíferos bentónicos textulariinos no superiores a las 200 µm de diámetro, pequeños fragmentos de moluscos y equinodermos y algunos oolitos micríticos. En los niveles conglomeráticos de la base no existe o es muy escasa la matriz micrítica, siendo más abundante en los niveles del techo.

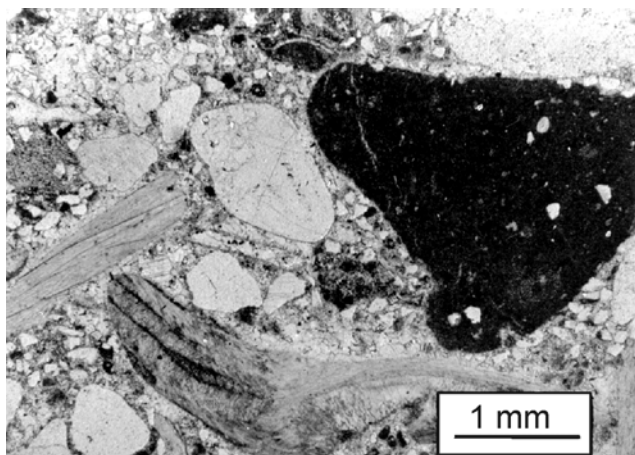
##### Interpretación

Estos depósitos conglomeráticos se depositaron en un medio marino, de alta energía, con gran cantidad de aportes (cuarzo) procedentes del continente. El



FACIES		DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN	ASOCI. FACIES
1		Conglomerados y conglomerados calcáreos de grano fino con cuarzo, intraclastos, bivalvos y equinodermos. Matriz arenosa de grano fino de cuarzo, peloides y foraminíferos. Estratificación cruzada <i>hummocky</i> .	Depósitos submareales retrabajados por el oleaje en tiempo de tormenta. Rampa interna-media.	A
		Areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas de grano fino y medio con cuarzo, peloides, equinodermos, moluscos y foraminíferos. Presentan <i>ripples</i> de oscilación y a veces laminación paralela de alta energía.	Depósitos de tormenta a veces retrabajados por el oleaje en tiempo normal. Rampa interna-media.	
3		<i>Packstone</i> y <i>packestone-wackestone</i> fina bioclástica con fragmentos de moluscos, equinodermos, foraminíferos bentónicos, braquiópodos, espículas de esponja y pellets fecales.	Depósitos de tormenta. Rampa media.	B
4	4.1 	<i>Floatstone</i> de corales con matriz <i>packstone</i> bioclástica con fragmentos de corales, equinodermos, moluscos, serpulidos, intraclastos, espículas y foraminíferos, sin muestras de retrabajamiento en las partículas.	Facies de destrucción del arrecife. Depósitos de tormenta. Rampa media.	
	4.2 	<i>Floatstone</i> de corales con matriz <i>packstone</i> bioclástica con fragmentos de corales, intraclastos, equinodermos, moluscos, serpulidos, espículas y foraminíferos, con muestras de retrabajamiento en las partículas.	Facies de destrucción del arrecife. Depósitos de tormenta. Rampa media-interna.	
5	5.1 	Calizas esencialmente bioconstruidas por corales laminares o planos ( <i>sheetstone-platestone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media	
	5.2 	Calizas esencialmente bioconstruidas por corales de morfología cómica ( <i>domestone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media-interna	
	5.3 	Calizas esencialmente bioconstruidas por corales de faceloides y/o masivos de morfología pseudoramosa ( <i>pillarstone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media-interna	
6	6.1 	<i>Floatstone</i> de corales e intraclastos en matriz <i>packstone</i> oolítica con foraminíferos, moluscos, equinodermos y algas verdes dasicladáceas. Estratificación cruzada a gran escala.	Barras oolíticas de tormenta. Rampa interna-media.	C
	6.2 	Calizas <i>grainstone</i> y <i>packstone</i> oolíticas con foraminíferos bentónicos, moluscos, equinodermos y algas verdes dasicladáceas.	Barras oolíticas submareales. Rampa interna.	
7		Calizas <i>packstone-wackestone</i> de equinodermos (equínidos y crinoideos) y algunos moluscos.	Depósitos de <i>lagoon</i> . Rampa interna.	D

**Fig. 3.3.2.2.** Resumen esquemático de los distintos tipos de facies, y asociaciones de facies a las que pertenecen, observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria.



**Fig. 3.3.2.3.** Ejemplo de Facies 1. Conglomerado calcáreo de grano fino, con cuarzo redondeado, intraclastos micríticos y bivalvos. Matriz arenosa.



**Fig. 3.3.2.4.** Estratificación cruzada de tipo hummocky en los conglomerados del tramo 1.



**Fig. 3.3.2.5.** Límite neto entre areniscas calcáreas (Facies 2) y conglomerados calcáreos (Facies 1).

hecho de que los cantos de cuarzo monocristalino estén bien redondeados supone que probablemente sufrieron un largo transporte previo a su depósito.

Los fósiles, aunque resedimentados, son indicativos de un medio de salinidad normal y poca

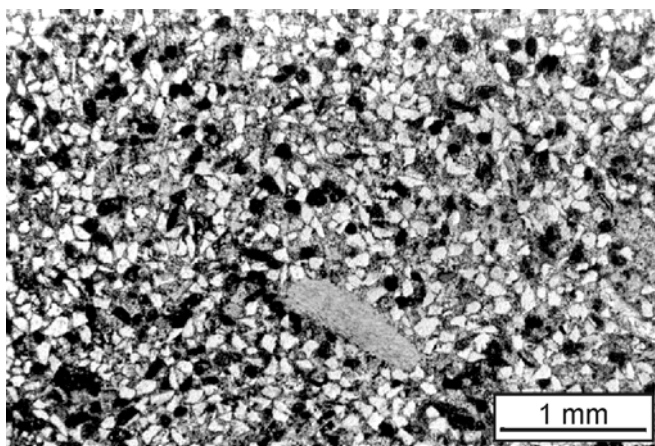
profundidad. Los intraclastos formados por calizas *mudstone* con algunos granos de cuarzo y a veces foraminíferos, son angulosos, lo que indica que probablemente sufrieron poco transporte. Por otro lado su composición es idéntica a la de los últimos tramos de calizas de la Fm. oxfordiense Aldealpozo, de la que probablemente procedan.

Por otro lado, la estratificación cruzada de tipo *hummocky* indica que estos materiales se depositaron, al menos, por encima del nivel de base del oleaje en tiempo de tormenta en un ambiente de rampa media o media-interna.

### **III.3.2.B.1.b. Facies 2. Areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas** (Fig. 3.3.2.6)

#### Descripción

Esta facies está constituida por areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas formadas por partículas de tamaño de grano fino y medio. Las areniscas, en las que los fósiles son anecdóticos, se han encontrado exclusivamente en los primeros 2 metros del tramo 1, y están constituidas por granos de cuarzo monocristalino anguloso. Progresivamente en los niveles superiores va aumentando el contenido en fósiles y partículas carbonáticas, del mismo tamaño, entre las que se han identificado: peloides subredondeados, fragmentos de bivalvos, foraminíferos bentónicos textulariinos, algunos oolitos micríticos de hasta 300  $\mu\text{m}$ , algunos granos de turmalina. En estos niveles de areniscas, que pueden tener o no matriz micrítica, se ha encontrado *ripples*



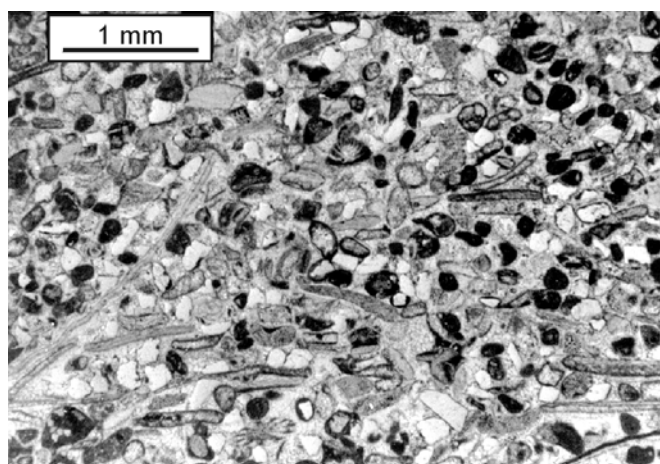
**Fig. 3.3.2.6.** Ejemplo de Facies 2 hacia la base del tramo 1. Arenisca calcárea de grano fino con cuarzo, peloides y fragmentos de mayor tamaño aislados (en este caso un molusco). Matriz micrítica.

de oscilación (Fig. 3.3.2.7).



**Fig. 3.3.2.7.** Ripples de oscilación desarrollados en los depósitos pertenecientes a la Facies 1.

Hacia el techo, el contenido en fósiles continúa aumentando frente a los granos de cuarzo que no superan el 20-30% del volumen de la roca. Estas calizas arenosas suelen estar bien estratificadas, y se disponen en niveles granodecrecientes (desde tamaño arena media a arena fina) de 20 a 30 cm de espesor. Algunos de estos niveles representan secuencias con laminación paralela de alta energía hacia la base y *ripples* de oscilación en la parte superior. El contenido fósil, aunque más abundante, es similar al de las areniscas calcáreas situadas en niveles inferiores: peloides, foraminíferos bentónicos textulariinos e involutiinos, fragmentos de equinodermos, bivalvos, gasterópodos, y algas



**Fig. 3.3.2.8.** Ejemplo de Facies 2 hacia la parte superior del tramo 1. Caliza arenosa con cuarzo, peloides, bivalvos, foraminíferos bentónicos y equinodermos. Obsérvese la orientación de las partículas de morfología alargada. Sin matriz micrítica (grainstone).

dasicladáceas. Los fragmentos alargados se encuentran orientados en una dirección preferente (Fig. 3.3.2.8).

#### Interpretación

El contenido fósil, aunque resedimentado, es indicativo de un medio marino somero de salinidad normal. Este contenido fósil es más abundante hacia la parte superior del tramo 1, lo que pudo haberse debido a una disminución de los aportes siliciclásticos procedentes del continente, o bien por un aumento en la productividad/conservación de los organismos.

En cuanto a la energía, la presencia de abundantes *ripples* de oscilación indica la existencia de un movimiento oscilatorio de las partículas en un medio de moderada energía. La laminación paralela es indicativa de una energía mayor. Este tipo de secuencias, con laminación paralela hacia la base y *ripples* a techo son características de los depósitos de tormenta (Walker y Plint, 1992).

Este tipo de tempestitas se puede depositar por encima o por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo de tormenta. Sin embargo, estos niveles alternan con los conglomerados con estratificación cruzada *hummocky*, y por otro lado, no hemos encontrado calizas *mudstone* o *wackestone* o arcillas, indicativas de un medio de muy baja energía. Esto sugiere que su depósito se produjo al menos por encima del nivel de base del oleaje en tiempo de tormenta. Por otro lado, parte de estos depósitos presentan orientación en las partículas alargadas y ausencia de matriz micrítica (*grainstone*), por lo que probablemente estos depósitos de tormenta fueron también retrabajados por la acción del oleaje en tiempo normal.

Johnson y Baldwin (1996) interpretan a la asociación de depósitos de grano más grueso y estratificación cruzada y *hummocky*, con depósitos más finos con laminación paralela y *ripples* de oscilación como de *shoreface* dominado por las tormentas de una plataforma somera, medio en el que consideramos que se sedimentaron los depósitos correspondientes este tipo de asociación de facies.

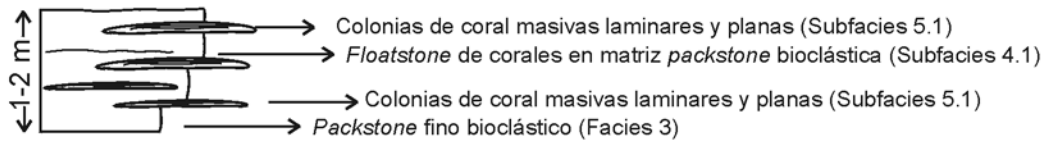
#### **III.3.2.B.2. Asociación de facies B. Sistema arrecifal**

Esta asociación está formada por las facies bioconstruidas s.s. y por los depósitos de origen alóctono que se encuentran entre las colonias de coral, desde el tramo 2 al 10. La mayor parte de estos tramos están formados por secuencias, generalmente de 1 a 2 m de espesor, en las que se observa una variación en el tipo de corales encontrados en posición de vida y los sedimentos entre los que se encuentran desde la parte inferior a la superior. Aunque desde los tramos inferiores a los superiores los tipos de coral van variando, la tendencia general es que comiencen con el desarrollo de colonias

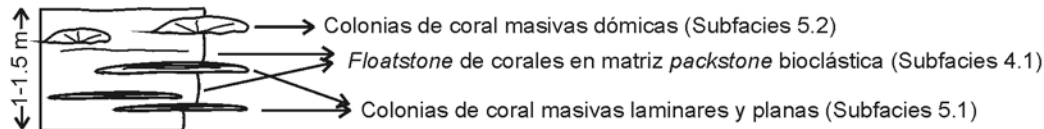


laminares y planares y, progresivamente vayan siendo más abundantes las dómicas (Fig. 3.3.2.9). En los tramos en los que además hay desarrollo de colonias

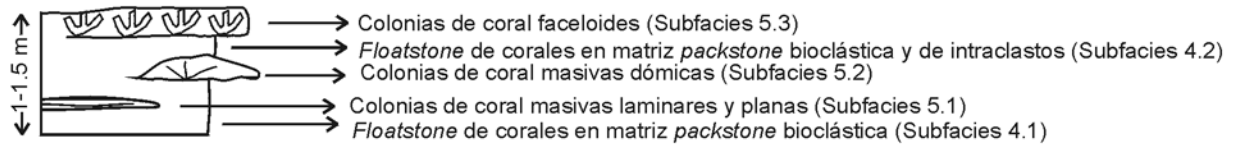
### SECUENCIA TIPO B.1



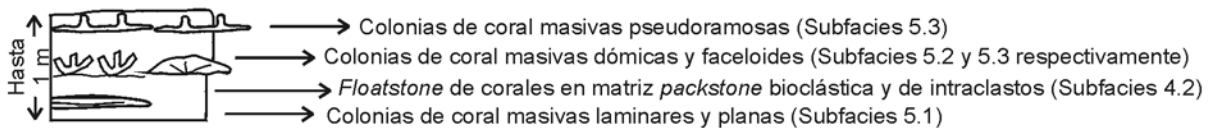
### SECUENCIA TIPO B.2



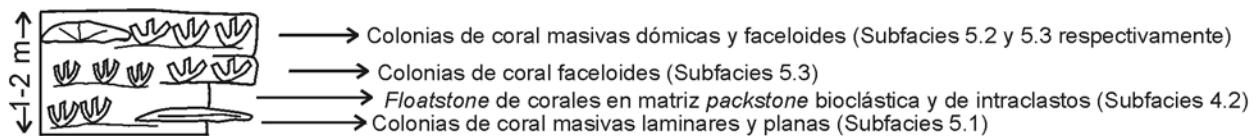
### SECUENCIA TIPO B.3



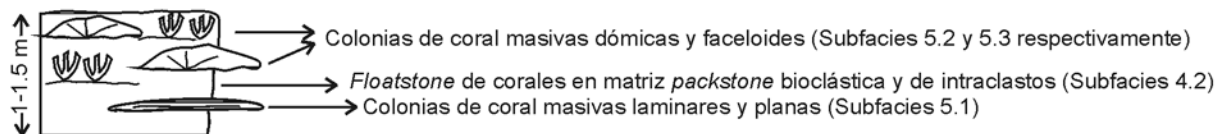
### SECUENCIA TIPO B.4



### SECUENCIA TIPO B.5



### SECUENCIA TIPO B.6



**Fig. 3.3.2.9.** Distintos tipos de secuencias elementales observadas en los depósitos pertenecientes a la Asociación de Facies B (sitio arrecifal).

faceloides o masivas de morfología pseudoramosa, éstas son más abundantes también en la parte superior de las secuencias, salvo en el tramo 7, donde predominan a lo largo de todo el conjunto. Con respecto a los sedimentos que coexisten con las colonias en posición de vida, también se ha observado una tendencia en la que las facies con los componentes de menor tamaño se encuentran hacia la parte inferior de las secuencias. Por último, y como se verá en detalle más adelante, los corales situados en la parte superior de algunas secuencias (como las de tipo B.4 y B.6) presentan encostramientos a su alrededor.

Los distintos tipos de facies que forman parte de estas secuencias se describen a continuación. Una vez interpretado cada uno de los distintos tipos de facies, se hará la interpretación general de las secuencias elementales observadas.

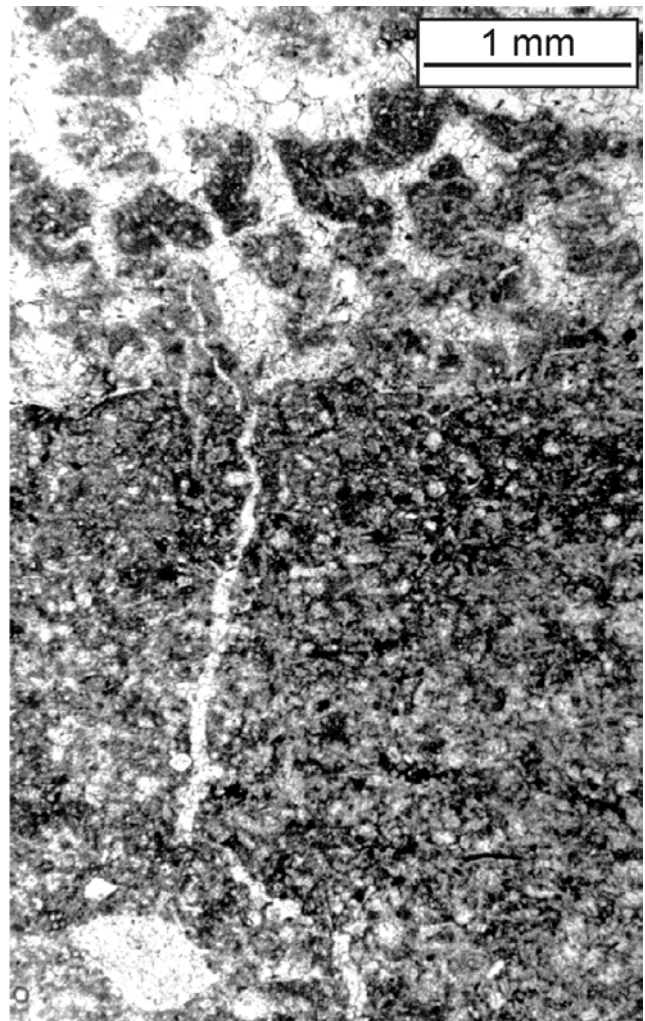
### ***III.3.2.B.2.a. Facies 3. Calizas packstone y packstone-wackestone bioclásticas de grano fino*** (Fig. 3.3.2.10)

#### Descripción

Este tipo de facies se ha encontrado exclusivamente hacia la base de los tramos 2 y 3 de la columna estratigráfica. Está constituida por niveles de espesor decimétrico de *packstone* o *packstone-wackestone* fino (partículas de 100 a 200  $\mu\text{m}$ ) formado por fragmentos de fósiles disueltos no identificables, moluscos, equinodermos, foraminíferos bentónicos textulariinos, algunas espículas de esponjas y pellets fecales, y algunos granos de cuarzo aislados de tamaño arena fina. Esporádicamente se encuentran algunos fósiles de mayor tamaño como braquiópodos terebratulidos y equinodermos, que no presentan signos de retrabajamiento ni una orientación preferente. En la parte superior de estos niveles se han encontrado colonias de corales laminares *in situ* de espesor no superior a un centímetro y longitud de entre 15-20 cm. No se ha encontrado ningún tipo de estructuración interna en este tipo de facies.

#### Interpretación

Estos materiales, sin estructuras ni signos de retrabajamiento ni orientación preferente se depositaron en una zona de la plataforma por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Teniendo en cuenta su relación con las facies adyacentes y su coexistencia con colonias de coral, que se describirán a continuación, consideramos que corresponden a tempestitas medias-distales depositadas en una zona de rampa media.



**Fig. 3.3.2.10.** Ejemplo de Facies 3. Packstone bioclástico fino sobre el que se desarrolla una colonia de coral masivo.

### ***III.3.2.B.2.b. Facies 4. Calizas floatstone de corales en matriz packstone bioclástica***

#### Descripción

Este tipo de facies es uno de las más comunes y se ha encontrado desde el tramo 2 al 10, intercalado entre las colonias de coral masivas y faceloides encontradas *in situ*.

Se han encontrado algunas variaciones, en cuanto al contenido relativo y morfología externa de algunos de los componentes, que son de importancia a la hora de asignarles una interpretación sedimentológica y ambiental, por lo que subdividiremos este tipo de facies en dos subfacies:

***Subfacies 4.1.*** Calizas *floatstone* de corales en matriz *packstone* bioclástica sin signos de retrabajamiento en las partículas (Fig. 3.3.2.11).



**Fig. 3.3.2.11.** Ejemplo de Subfacies 4.1. Floatstone de corales y equinodermos en matriz packstone bioclástica. Obsérvese como las partículas de mayor tamaño son angulosas y no presentan signos de retrabajamiento ni orientación preferente.

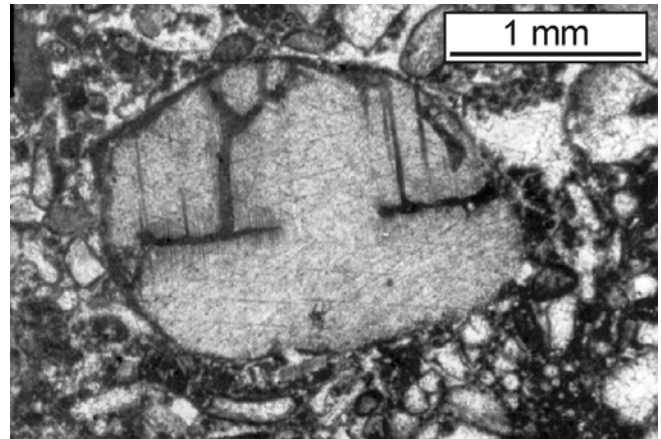
Este tipo de subfacies se ha encontrado en los tramos 2, 3, 4, 5 (en la parte inferior de las secuencias) y 10 y la característica común a todas ellas, que las distingue del siguiente tipo de subfacies, es el hecho de que la mayor parte de las partículas son angulosas y no presentan signos de retrabajamiento. Está formada por *floatstone* de corales faceloides y masivos y a veces braquiópodos terebratulídeos en una matriz *packstone* (a veces *wackestone-packstone*) mal seleccionada, de corales, placas y espinas de equinodermos, artejos de crinoides, braquiópodos terebratulídeos, fragmentos de bivalvos, intraclastos, espículas de esponjas, foraminíferos bentónicos lageninos y textulariinos, peloides, pellets, y en ocasiones fragmentos de serpulidos y briozoos. Las partículas, cualquiera que sea su tamaño, no presentan una orientación preferente y no se ha observado ningún tipo de estructuración interna. Este tipo de subfacies se encuentra comúnmente entre las colonias de coral masivas laminares, planas o dómicas (alrededor de las cuales estos depósitos tienen un tamaño de grano mayor).

La mayor cantidad de braquiópodos se ha encontrado en los tramos 2, 3 y base del 10, de la

columna donde pueden aparecer, además, con las dos conchas unidas y sin fragmentar.

El tipo de fragmentos de coral más abundante, en general, son los masivos y faceloides de diámetro medio (sobre todo en los tramos más bajos y tramo 10) y los robustos (más abundantes en el tramo 5).

En la parte superior de los tramos 2 y 3 y en el tramo 5, los fragmentos de equinodermos y los bivalvos suelen estar bioturbados y parcialmente micritizados en su zona más externa (Fig. 3.3.2.12).



**Fig. 3.3.2.12.** Placa de equinodermo con microperforaciones y micritización incipiente en los bordes.

Los intraclastos son angulosos o subangulosos, de hasta 1.5 mm de diámetro, comúnmente micríticos, a veces de fábrica peloidal y con algunas espículas de esponjas en su interior; en otros casos están formados en parte por micrita y en parte por fragmentos de coral.

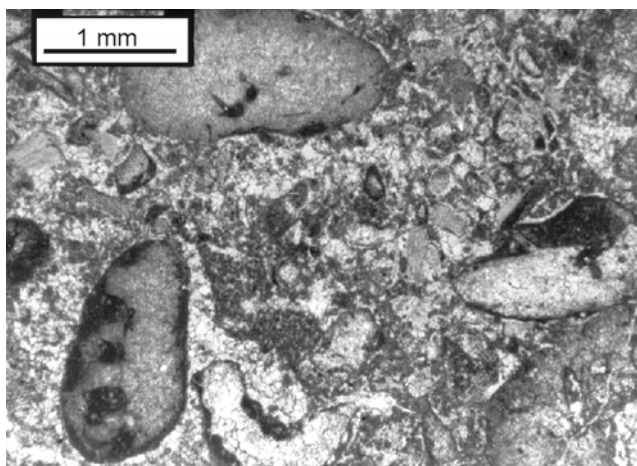
Respecto a las espículas de esponjas, aunque es un componente común en este tipo de subfacies, se han encontrado de forma mucho más abundante en la parte superior de los tramos 2 y 3 donde además, la matriz micrítica presenta fábrica peloidal no densa.

Subfacies 4.2. *Floatstone* de corales en matriz *packstone* de bioclastos e intraclastos con signos de retrabajamiento en las partículas (Fig. 3.3.2.13).

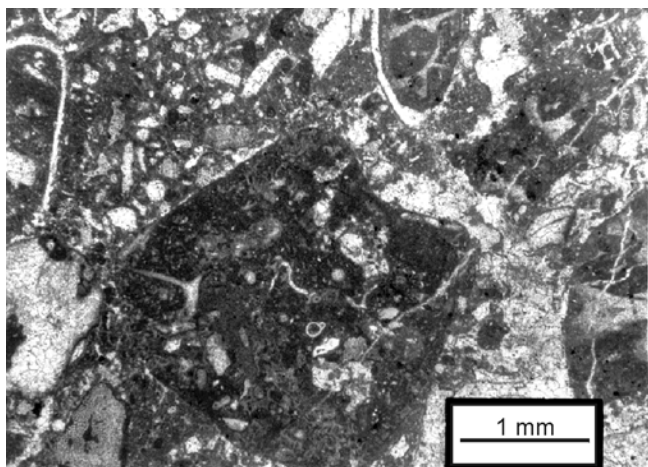
Este tipo de subfacies se ha encontrado en los tramos 5 (en la parte superior de las secuencias), 6, 7, 8 y 9 de la columna. El tipo de componentes, tanto de mayor como de menor tamaño, en esta subfacies es muy similar a los de la Subfacies 4.1, si bien, son más abundantes los corales faceloides robustos (dentro de los componentes de mayor tamaño), gasterópodos, ostreidos, peloides, espículas de esponjas y, sobre todo, los intraclastos, que pueden llegar a constituir el principal componente, sobre todo en los tramos 6, 8 y

9. Estos depósitos se encuentran intercalados y alrededor de colonias de coral masivas y sobre todo faceloides, algunas de las cuales, y como se verá más adelante, presentan costras micríticas alrededor. Tampoco se ha observado ningún tipo de estructuración interna en este tipo de facies.

El tamaño y la naturaleza de los intraclastos son los mismos que en la subfacies anterior (micrítica peloidal o micrítica con fragmentos de coral), si bien la característica principal es que se encuentran bastante redondeados y en ocasiones con encostramientos micríticos alrededor (Figs. 3.3.2.13; 3.3.2.14).



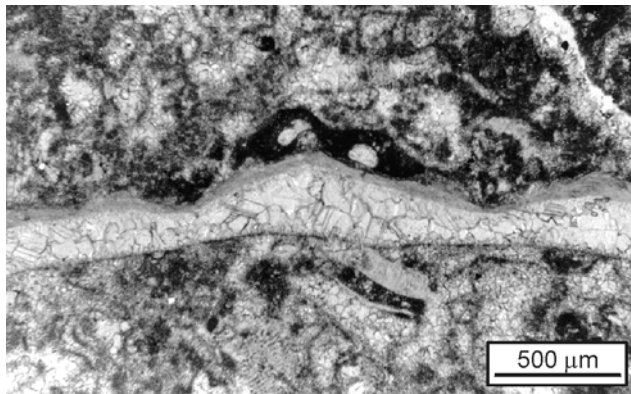
**Fig. 3.3.2.13.** Ejemplo de Subfacies 4.2. Floatstone de corales e intraclastos en matriz packstone bioclástica. Obsérvese como los componentes de mayor tamaño están muy redondeados y presentan finas envueltas micríticas, aunque no presentan una orientación preferente.



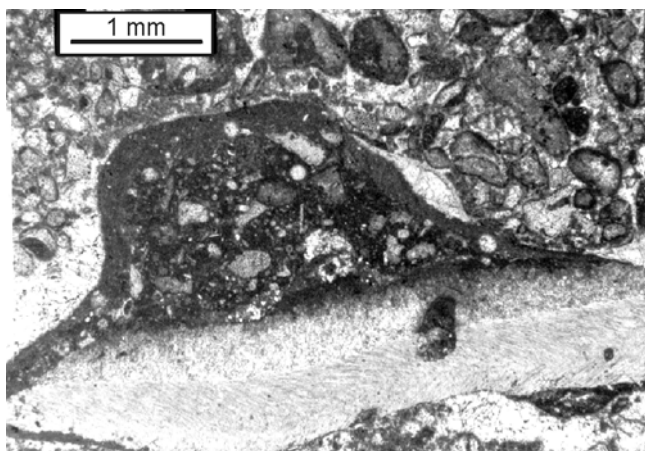
**Fig. 3.3.2.14.** Intraclasto redondeado micrítico con espículas de esponjas y foraminíferos en el interior (Subfacies 4.2).

Los equinodermos también se pueden encontrar algo redondeados, bioturbados y con micritización en la parte exterior. También es común que los fragmentos de bivalvo se encuentren incrustados por foraminíferos de tipo nubeculárido y presenten costras micríticas que pueden llegar a tener hasta más de 1 mm de espesor (Figs. 3.3.2.15; 3.3.2.16).

En este tipo de facies los componentes tampoco presentan una orientación preferente y la matriz micrítica puede presentar una fábrica peloidal no densa.



**Fig. 3.3.2.15.** Bivalvo incrustado por foraminíferos de tipo nubeculárido.



**Fig. 3.3.2.16.** Bivalvo bioturbado y rodeado de costra micrítica en cuyo interior se observan fragmentos bioclásticos y espículas de esponjas.

### Interpretación

**Subfacies 4.1.** Como se comentó anteriormente, este tipo de subfacies, encontradas comúnmente en los tramos más bajos y sin estructuración interna, está formada por partículas mal seleccionadas, angulosas, sin orientar, sin muestras de retrabajamiento y procedentes en su mayor parte de la destrucción de las facies arrecifales. Al menos parte de los componentes, como los intraclastos, procedieron de

la destrucción de zonas del arrecife, como se demostrará más adelante, más someras, y ya litificadas. Por otro lado, uno de los componentes principales de este *floatstone* son los fragmentos de colonias faceloides, que muy raramente se han encontrado *in situ* en los tramos en los que este tipo de subfacies aparece.

Consideramos que los materiales de esta subfacies corresponden a depósitos de tormenta cuyos componentes fueron transportados desde zonas más someras del arrecife a una zona de rampa media, situada por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

**Subfacies 4.2.** En este tipo de subfacies, encontradas en tramos superiores a los anteriores, o como en el tramo 5, en la parte superior de las secuencias, parte de los componentes, como los intraclastos, equinodermos, bivalvos y algunos fragmentos de coral se encuentran muy redondeados y con envueltas micríticas. Esto supone que estas partículas sufrieron un retrabajamiento, presumiblemente por acción del oleaje, previo a su depósito final. Todas estas características nos han hecho considerar que esta subfacies se depositó en una zona de rampa media-interna. De cualquier forma, el hecho de que las partículas estén mal seleccionadas y sin orientar, y de que no se haya encontrado ningún tipo de estructuración interna, sugiere que el transporte de al menos parte de estos sedimentos se produjo durante los episodios de tormenta, muy cerca, aunque por debajo, del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

La fábrica interna peloidal de los intraclastos micríticos que forman parte de este tipo de subfacies es muy similar a la de los encostramientos micríticos que se encuentran sobre las colonias de coral, *in situ*, en algunas zonas como en la parte superior de los tramos 6, 7 y 8. Es probable que estos intraclastos micríticos procedieran de la destrucción de los encostramientos durante los episodios de tormenta.

### **III.3.2.B.2.c. Facies 5. Facies esencialmente bioconstruidas por corales**

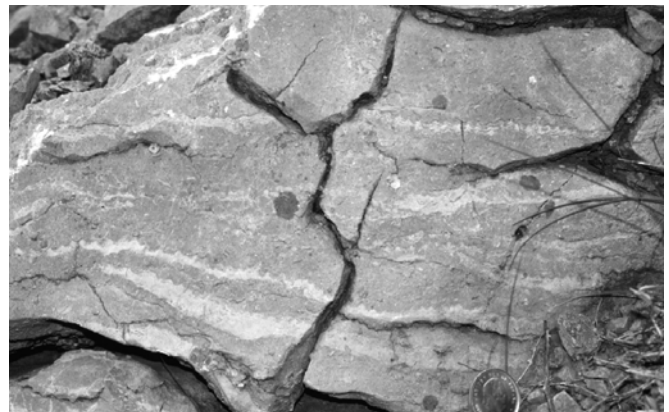
#### Descripción

Las calizas bioconstruidas por corales, y encontradas en posición de vida, son abundantes desde el tramo 2 al 10, aunque se han encontrado variaciones en cuanto al tipo de corales y morfología de crecimiento a lo largo de la serie. Estas colonias se encuentran generalmente entre las facies *floatstone* descritas en el apartado anterior, y representan, en la mayor parte de los casos, entre un 40 y un 70 % del volumen total de la roca. En función del tipo de

corales predominantes y de su modo de crecimiento hemos diferenciado varias subfacies:

**Subfacies 5.1. Sheetstone-platestone** de corales (Fig. 3.3.2.17).

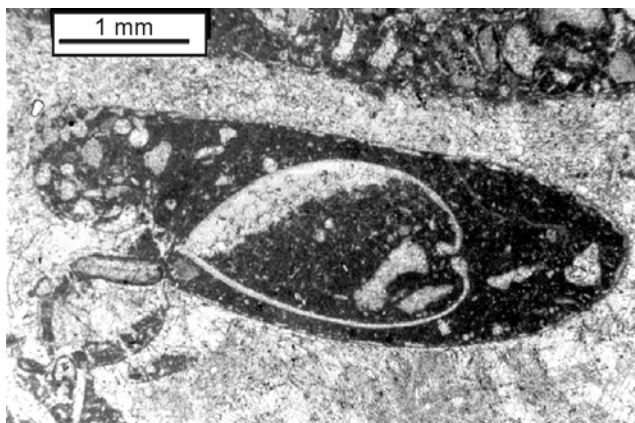
Este tipo de subfacies se encuentra desde el tramo 2 al 10. En los tramos 2 y 10 constituyen el único tipo de facies bioconstruidas. En el resto de los tramos en los que aparece, esta subfacies se encuentra comúnmente en la parte inferior y media de las secuencias. Está formada por colonias masivas de corales laminares (de espesor inferior a 1 cm y longitud decimétrica) y planas (espesor de 1 a 3 cm y longitud también decimétrica) entre las que se encuentran depósitos alóctonos de características idénticas a las de las Subfacies 4.1 ó 4.2, según en el tramo en el que aparezcan. No se han separado, en este caso, las calizas principalmente bioconstruidas por colonias laminares por un lado, y por otro las colonias planas, porque generalmente suelen coexistir, aunque es cierto que se observa siempre una tendencia en la que el espesor de las colonias va siendo progresivamente mayor a lo largo de las secuencias.



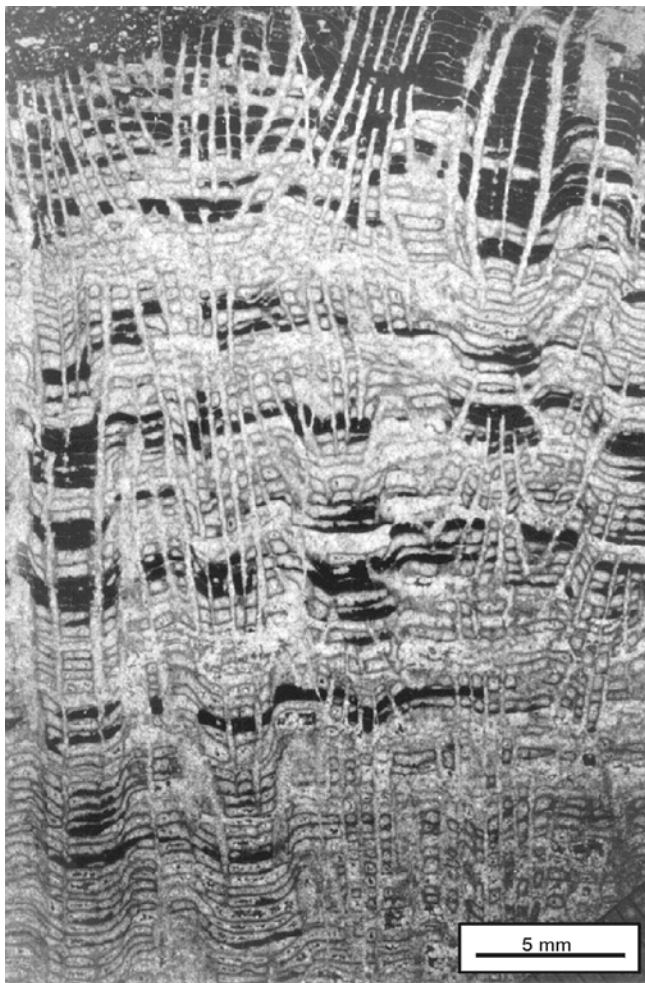
**Fig. 3.3.2.17.** Ejemplo de Subfacies 5.1. Sheetstone de corales masivos de morfología laminar y plana.

Estas colonias comúnmente suelen tener la superficie bioturbada y, en la parte superior de los tramos 9 y 10, pueden presentar encostramientos micríticos de fábrica peloidal densa asociados a espículas de esponjas e intensa bioturbación y rodeadas de sedimento alóctono sin muestras de retrabajamiento. En el interior de estas cavidades de bioturbación hay abundantes espículas de esponjas y foraminíferos hialinos empastados en una matriz peloidal densa, o bien, bivalvos litófagos (Fig. 3.3.2.18). El género más común de coral sin ninguna duda es *Clausastraea* (Fig. 3.3.2.19), si bien en los tramos 2, 3 y 5 se han encontrado colonias de microsolenidos.





**Fig. 3.3.2.18.** Colonia de coral laminar perforado por bivalvo litófago.



**Fig. 3.3.2.19.** Colonia de coral masivo perteneciente al género *Clausastraea*.

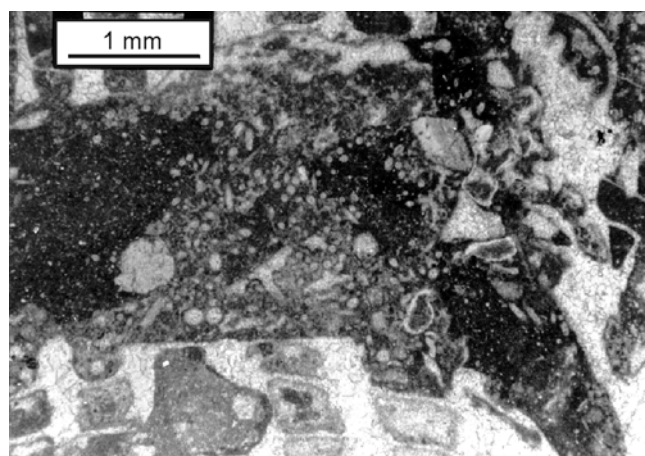
Subfacies 5.2. *Domestone* de corales (Fig. 3.3.2.20).

Este tipo de subfacies, formada por colonias masivas de morfología dómica, se encuentra en los tramos 3, 5, 6, 7, 8 y 9, en la parte superior de las secuencias pudiendo llegar a tener hasta 40 cm de longitud y 20 cm de espesor. La mayoría de estas colonias pertenecen al género *Clausastraea* y también presentan intensa bioturbación en la parte

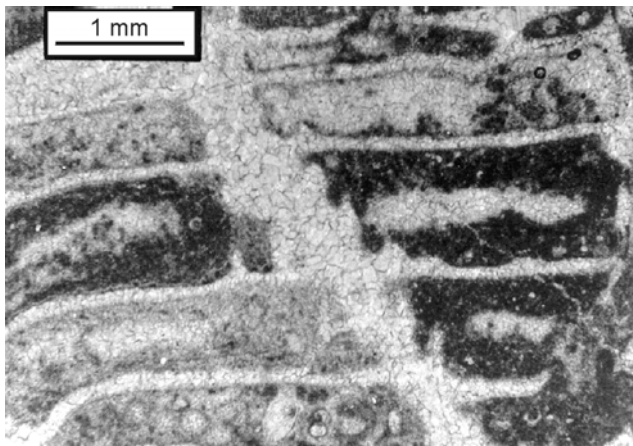


**Fig. 3.3.2.20.** Ejemplo de Subfacies 5.2. *Domestone* de corales masivos de morfología dómica. Obsérvese el bivalvo de tipo inocerámico sobre la colonia de coral (flecha).

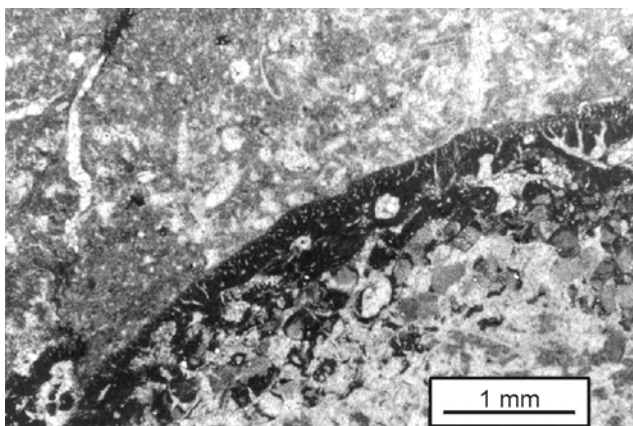
superior. Las cavidades de bioturbación, como en el caso anterior, están rellenas por espículas de esponjas y foraminíferos hialinos empastados en una matriz peloidal (Fig. 3.3.2.21). Esta micrita peloidal también se encuentra, sobre todo en la parte superior de los corales, en el interior de las cavidades primarias del coral, de forma geopetal o tapizando las paredes de la cavidad (Fig. 3.3.2.22). Un hecho característico es que sobre algunas de estas colonias de formas dómicas se han encontrado bivalvos inocerámidos, con conchas de hasta 10 cm de longitud y 2 cm de espesor (Fig. 3.3.2.20). En los tramos 6, 8 y 9, además, estas colonias en la parte superior suelen presentar costras micríticas de fábrica peloidal densa, y/o incrustaciones por *Lithocodium* y *Bacinella irregularis* (Fig. 3.3.2.23).



**Fig. 3.3.2.21.** Perforación en la parte superior de una colonia de coral masivo. Obsérvese la gran abundancia de espículas de esponjas en el interior de la cavidad, y la matriz peloidal de fábrica más o menos densa.



**Fig. 3.3.2.22.** Micrita peloidal tapizando las paredes de coral masivo.



**Fig. 3.3.2.23.** Coral masivo incrustado por Lithocodium.

Subfacies 5.3. Pillarstone de corales (Fig. 3.3.2.24).

Este tipo de subfacies se ha encontrado en los tramos 5, 6 y sobre todo 7. Está formada por colonias de corales faceloides, de bastante continuidad lateral, de formas delicadas, medias o robustas entre las que se han identificado *Stylosmilia*, *Thecosmilia* y *Diplaraea*, respectivamente. Las colonias robustas son las más abundantes (Fig. 3.3.2.24) y se encuentran comúnmente en la parte superior de algunas de las secuencias del tramo 5 y 6 y, como facies principal, en el tramo 7. Entre las colonias de corales robustos en los tramos 6 y 7, e intercaladas entre corales de morfología dómica en los tramos 8 y 9, se encuentran colonias de corales faceloides de formas delicadas y, generalmente disueltos por completo (Fig. 3.3.2.25), que también pueden llegar a tener bastante continuidad lateral.

Un tipo especial de esta subfacies es la formada por colonias de corales masivos de hábito pseudoramoso (Fig. 3.3.2.26) y diámetro de las ramas de hasta 3 cm, que se encuentran de forma abundante y con bastante continuidad lateral a techo de algunas de las secuencias del tramo 6.



**Fig. 3.3.2.24.** Ejemplo de Subfacies 5.3. Pillarstone de corales faceloides, en este caso robustos y pertenecientes al género *Diplaraea*.

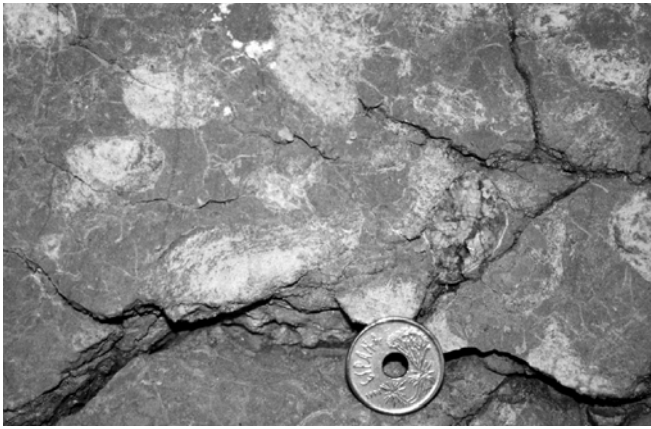


**Fig. 3.3.2.25.** Ejemplo de Subfacies 5.3. Pillarstone de corales faceloides de morfología delicada disueltos prácticamente en su totalidad. Obsérvese como algunos de los coralitos están incrustados por serpúlidos y presentan costras micríticas densas a su alrededor.

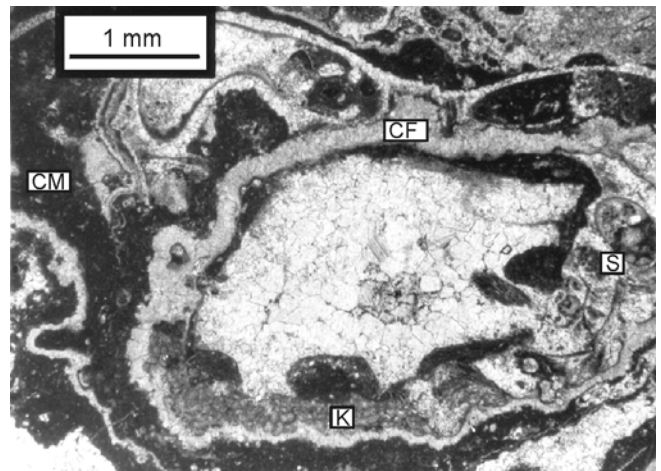
Una característica muy significativa, sobre todo de la parte superior de las secuencias situadas a techo de los tramos 6, 8 y 9, es que



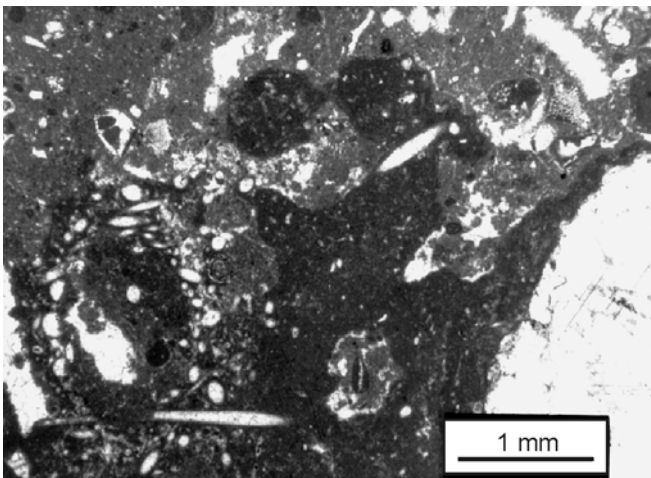
algunos corales, sobre todo faceloides de formas  
delicadas y masivos de



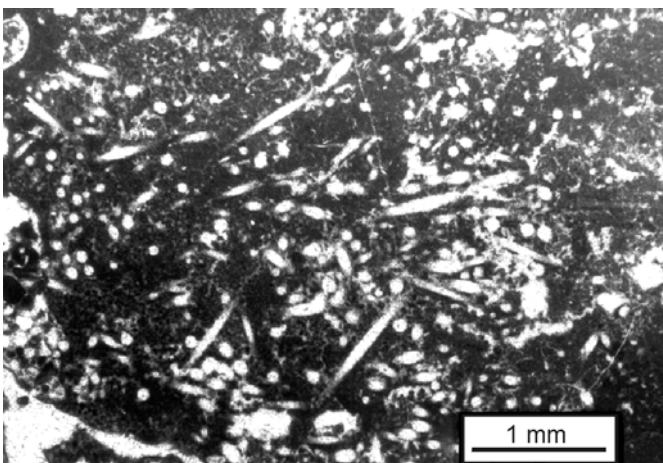
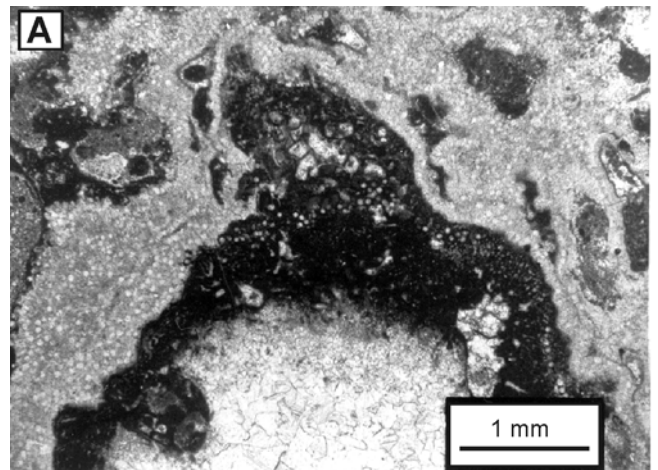
**Fig. 3.3.2.26.** Ejemplo de Subfacies 5.3. Pillarstone de corales masivos de morfología pseudoramosa.



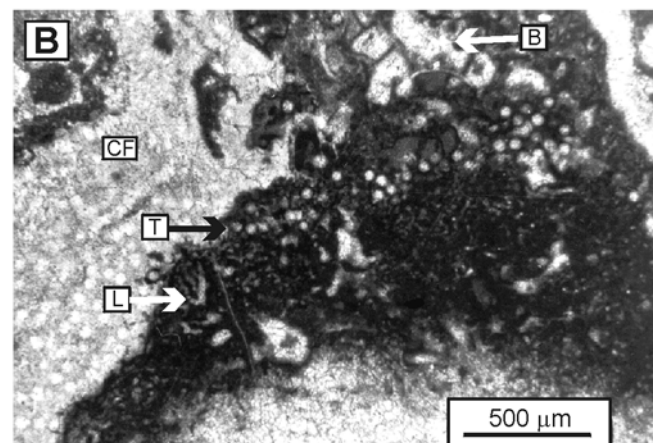
**Fig. 3.3.2.29.** Fragmento de un coral que presenta a su alrededor una costra micrítica (CM), e incrustaciones de serpulidos (S) y Koskinobullina socialis (K). Obsérvese también como entre las costras micríticas y los organismos incrustantes precipita cemento fibroso (CF).



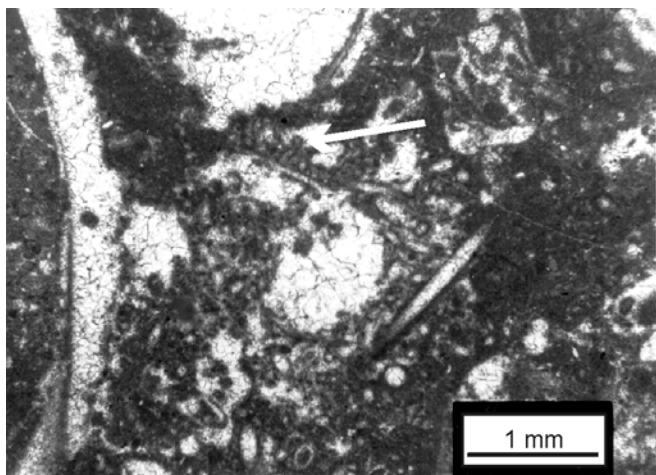
**Fig. 3.3.2.27.** Costra micrítica de fábrica peloidal densa, con abundantes espículas de esponjas, desarrollada alrededor de un coral faceloide.



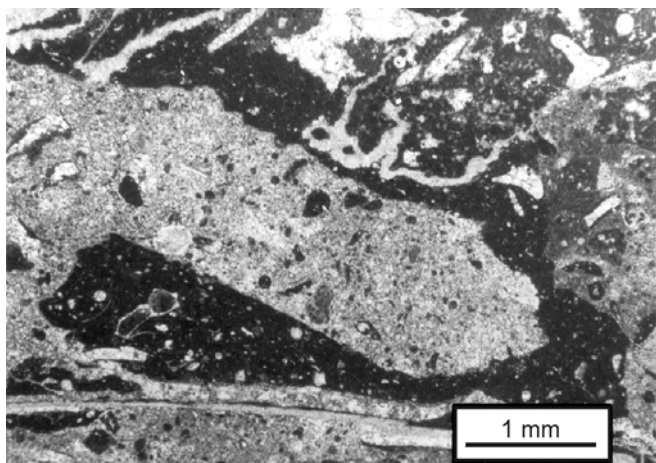
**Fig. 3.3.2.28.** Detalle de una costra micrítica en la que se observa una gran abundancia de espículas de esponjas.



**Fig. 3.3.2.30.** A. Incrustaciones desarrolladas sobre un coral faceloide. B. Detalle de la figura anterior en la que se puede observar Bacinella irregularis (B), Lithocodium (L), Thaumaporella (T) y cemento fibroso (CF).



**Fig. 3.3.2.31.** Costra micrítica de fábrica peloidal en la que se pueden observar estructuras filamentosas (flecha).



**Fig. 3.3.2.32.** Contacto irregular, probablemente producido por bioturbación, entre una costra micrítica densa y una caliza wackestone-packstone con la matriz muy recrystalizada. Obsérvese también en la parte superior-izquierda como este contacto corta a una franja de cemento fibroso.

morfología pseudoramosa, presentan encostramientos de hasta varios milímetros de espesor (Fig. 3.3.2.25, 3.3.2.27). Estos encostramientos están formados por costras micríticas de fábrica peloidal muy densa asociadas a espículas de esponjas (Fig. 3.3.2.27; 3.3.2.28), foraminíferos nubeculáridos, *Koskinobullina socialis*, *Thaumatoporella*, *Bacinella irregularis*, *Lithocodium*, serpúlidos, y cemento fibroso (Fig. 3.3.2.29; 3.3.2.30). Estas costras suelen presentar cavidades de bordes irregulares que están rellenas de micrita de fábrica peloidal menos densa y a veces filamentosa (Fig. 3.3.2.31). El borde externo de las costras también es muy irregular y presenta cavidades, probablemente de bioturbación, rellenas por

fragmentos de fósiles, y fragmentos de las costras en una matriz de micrítica y pseudoesparítica (Fig. 3.3.2.32). En estas zonas de la columna donde las colonias presentan incrustaciones las facies alóctonas que se encuentran alrededor de los corales pertenecen a la Subfacies 4.2.

### Interpretación

Como se explicó en el apartado III.2.2.B.2.b una característica común al medio en el que se desarrollaron todos estos tipos de corales es que tenía que estar situado en un ambiente de rampa media o interna de salinidad normal, dentro de la zona fótica. Sin embargo, y al margen de este denominador común, se pueden deducir algunas precisiones en cuanto al ambiente de desarrollo de cada uno de los distintos tipos de corales en función de su morfología y facies adyacentes.

Subfacies 5.1 (Sheetstone-Platestone). Como se explicó en el apartado III.2.2.B.2.b, las colonias laminares y planas comúnmente se desarrollan en ambientes poco favorables para el desarrollo de los corales y se han relacionado su presencia con ambientes de baja tasa de sedimentación, baja energía y con poca luminosidad (debido a la profundidad o a la turbidez de las aguas) (Leinfelder *et al.*, 1994; Insalaco, 1996a; Insalaco *et al.*, 1997). Consideramos que las colonias de este tipo que se encuentran en el tramo 2 y en la parte inferior de la mayor parte de las secuencias que forman los tramos 3, 4 y 5 se desarrollaron en este tipo de ambiente. Esta afirmación la basamos en que las colonias de este tipo suelen presentar abundantes cavidades de bioturbación rellenas de espículas de esponjas y micrita peloidal que, como se argumentó en el Sector del Sur del Moncayo, se han interpretado como signos de baja sedimentación y muerte prematura de los corales (Leinfelder, 1993; Insalaco, 1996). Por otro lado, los sedimentos que rodean a estas colonias (Facies 3 y Subfacies 4.1) han sido interpretados como tempestitas depositadas al menos por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal, por lo que la energía del medio era baja salvo en los episodios de tormenta, cuando se produjo la mayor parte de la sedimentación. Con respecto a la luminosidad no disponemos de suficientes criterios como para argumentar la existencia de una baja iluminación en la mayoría de los casos en los que este tipo de colonias aparecen. De cualquier forma, en el tramo 2 y parte inferior de los tramos 3 y 5 se han encontrado corales de tipo microsolénido (que no han sido identificados en el resto de los tramos) y que tienen una microestructura muy porosa consistente con un desarrollo en zonas de poca luminosidad (Ali, 1983; Insalaco, 1996a).

En general, este tipo de colonias de coral se desarrollaron en una zona de baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje, baja tasa de sedimentación y en un ambiente poco favorable para su crecimiento, en el que se producía la muerte prematura de los corales (rampa media y media-interna).

Sin embargo, también se han encontrado algunas colonias laminares en la parte superior de las últimas secuencias del tramo 9, y a techo del tramo 10, que presentan intensa bioturbación y encostramientos micríticos asociados a espículas de esponjas, que como se verá más adelante, se desarrollaron en las zonas relativamente más someras. Este tipo de encostramientos prospera en ambientes de muy baja tasa de sedimentación, de baja a moderada energía y alto contenido en nutrientes (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco *et al.*, 1997). Por tanto, es posible que las colonias de coral, que crecen en ambientes bien oxigenados y con pocos nutrientes, murieran prematuramente, y se comenzaran a desarrollar los encostramientos, no por estar en zonas relativamente profundas, sino por que las condiciones de oxigenación y contenido en nutrientes cambiaran hasta ser poco adecuadas para su desarrollo, como Leinfelder (*op. cit.*) interpreta en otras áreas de la Península Ibérica.

Subfacies 5.2 (Domestone). Las colonias dómicas, sin embargo, han sido consideradas como formas adaptadas a ambientes someros y de mayor energía (James, 1979; Pomar *et al.*, 1985; Leinfelder *et al.*, 1996; Insalaco *et al.*, 1997). En nuestro caso, estas colonias son más abundantes en los tramos superiores sobre todo en la parte superior de las secuencias. Además generalmente están rodeadas de los sedimentos de la Subfacies 4.2, cuyas partículas suelen estar redondeadas y con envueltas micríticas, lo que se ha interpretado como muestra de su retrabajamiento por el oleaje. Por otro lado, estas colonias también suelen estar muy bioturbadas en la parte superior, con abundantes espículas de esponjas y micrita peloidal en el interior de estas cavidades, y suelen presentar incrustaciones micríticas y de *Bacinella irregularis* y *Lithocodium* que son típicas de ambientes de poca profundidad (Flügel, 1979; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco *et al.*, 1997). La abundante bioturbación de los corales se interpreta como un signo de bajas tasas de sedimentación, al igual que la presencia de costras microbianas y algas, que se interpretan como signos de ambientes de muy baja tasa de sedimentación o incluso nula (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco, 1996). En este sector las colonias dómicas suelen presentar ambas características en la parte superior, lo que significa que, al menos, durante determinados

periodos tras el desarrollo de estos corales, las tasas de sedimentación tuvieron que ser muy bajas.

En resumen este tipo de colonias se desarrollaron en un ambiente somero, muy cerca, aunque por debajo, del nivel de base del oleaje en tiempo normal y de baja tasa de sedimentación, que se produjo fundamentalmente durante los episodios de tormenta (rampa media-interna).

Subfacies 5.3 (Pillarstone). Este tipo de colonias se desarrollan por lo general en áreas someras desde baja (las delicadas) a alta energía (las más robustas) y al menos moderada tasa de sedimentación (James, 1979; Pomar, 1985; Tucker y Wright, 1991; Insalaco *et al.*, 1997, entre otros). En nuestro caso se han encontrado, *in situ*, exclusivamente a partir del tramo 5 y hasta el tramo 9, estando más desarrolladas en los tramos 6, y sobre todo, 7.

Las colonias robustas son las más abundantes en la parte media de la columna y están rodeadas por sedimento correspondiente a la Subfacies 4.2, con muestras de retrabajamiento en las partículas. Las colonias faceloides robustas están adaptadas a ambientes de moderada a alta energía. En nuestro caso el sedimento de alrededor, aunque presenta muestras de retrabajamiento por el oleaje se encuentra mal seleccionado, con las partículas sin orientación preferente y con abundancia de barro micrítico, por lo que creemos que se desarrollaron por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Sin embargo, y dada la interpretación que se le ha dado al sedimento alóctono (depósitos de tormenta) y su abundancia, creemos que estos corales estaban adaptados a un medio en el que las tormentas debieron ser muy frecuentes, como también ha sido puesto ya de manifiesto en otras áreas de la Cuenca Ibérica (Bádenas, 1997; 1999b).

Las colonias faceloides delicadas, sin embargo, se tienen que desarrollar en ambientes de poca energía (ya que de otro modo serían frecuentemente destruidas), y con una tasa de sedimentación al menos moderada, por lo que tienden a crecer en la vertical (Tucker y Wright, 1991). Este tipo de colonias comúnmente ha sido asociado a medios de *lagoon* (Pomar *et al.*, 1985; Insalaco *et al.*, 1997). En nuestro caso siempre se encuentran relacionadas con colonias dómicas o faceloides robustas que probablemente les sirvieron de protección.

Las colonias masivas de hábito pseudoramoso, más abundantes en el tramo 6, se desarrollaron en un ambiente de menor profundidad y con una tasa de sedimentación, al menos, algo mayor que las colonias planas, por lo que los corales tuvieron tendencia a su

crecimiento en la vertical (Leinfelder, 1993; Nose, 1995).

Sin embargo, una característica común a techo de las secuencias de la parte superior de los tramos 6, 8, y 9 es que las colonias masivas pseudoramosas y/o las colonias faceloides delicadas presentan encostramientos importantes. En estas costras se han reconocido *Bacinella irregularis*, *Lithocodium*, *Thaumtoporella* y *Koskinobullina socialis*. La adjudicación de este tipo de fósiles a un determinado grupo, como apunta Leinfelder (1993a), es controvertida, ya que en ninguno de estos casos los distintos autores se ponen de acuerdo incluso en asignarles a un tipo concreto de alga (en el caso de *Thaumtoporella* y *Lithocodium*), o incluso a un grupo de rango mayor como en el caso de la *Bacinella* y *Koskinobullina*. En cualquier caso, todos ellos son indicativos de medios someros (Flügel, 1979; Fürsich y Werner, 1991; Leinfelder, 1993a; Nose, 1995). Este tipo de fósiles se encuentra también asociado a encostramientos micríticos de fábrica peloidal densa que presentan en su interior multitud de espículas de esponjas (Figs. 3.3.2.27-3.3.2.30). Estas fábricas peloidales han sido interpretadas bien como un simple precipitado químico (Lighty, 1985; Macintyre, 1985; Aissaoui, 1988) o bien como producto de la actividad microbiana (Marshall, 1983; Chafetz, 1986; Sun y Wright, 1989; Chafetz y Buczynski, 1992; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco, 1996a, entre otros). Algunos de estos autores (Flügel y Steiger, 1981; Leinfelder *et al.*, 1993a; Nose, 1995; Dupraz y Strasser, 1999; Camoin *et al.*, 1999, entre otros) encuentran también asociadas estas fábricas con espículas de esponjas y otros organismos incrustantes, y las relacionan con medios de muy baja sedimentación (o incluso nula), de baja a moderada energía y muy rico en nutrientes (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1993a). Nosotros aceptamos la hipótesis de un origen microbiano para la interpretación de las costras micríticas peloidales encontradas en este sector como la más plausible, ya que se encuentran siempre asociadas a otros organismos, como los anteriormente citados, y sobre todo a espículas de esponjas, cuyo crecimiento también se ha asociado a medios de bajas tasas de sedimentación y que pueden adaptarse a medios con altos contenidos en nutrientes (Leinfelder, 1993). Asimismo, en algún caso (Fig. 3.3.2.31) se han observado estructuras filamentosas asociadas a estos encostramientos que posiblemente procedan de la actividad microbiana. Por otro lado, los bordes externos de estos encostramientos son muy irregulares, en muchos casos angulosos, y en ocasiones forman cavidades alargadas, rellenas por un sedimento formado en su mayor parte por fragmentos de las costras, foraminíferos, y bivalvos en una matriz micrítica muy recrystalizada (Fig.

3.3.2.32). Consideramos que al menos parte de la formación de estos bordes se debió a la bioturbación de estas costras microbianas (litificadas tempranamente) por organismos perforadores.

En cualquier caso, para la formación de estos encostramientos son necesarias unas condiciones de muy baja tasa de sedimentación, por lo que podría resultar paradójico que estas costras las encontremos sobre corales de morfología ramosa, que, como hemos señalado antes, se desarrollaron en un medio con mayores tasas de sedimentación. Sin embargo, estas costras se han encontrado exclusivamente sobre los corales a techo de las secuencias, por lo que creemos, que se desarrollaron posteriormente al crecimiento de los corales que, por algún motivo, dejaron de crecer. En un ambiente de estas características los corales pudieron dejar de desarrollarse debido a una rápida inundación, con el consecuente “ahogo” de las colonias o, por el contrario, un ambiente muy somero (aunque de baja oxigenación y alto contenido en nutrientes (Leinfelder, 1993) en el que las colonias de coral ya no pudieran sobrevivir. Los organismos incrustantes que se han podido reconocer son indicativos de un ambiente muy somero. Además alrededor de estos encostramientos hemos encontrado las facies de *floatstone* (Subfacies 4.2) que presentan retrabajamiento. Por último, las superficies del techo de las secuencias en las que aparecen estas costras se encuentran muy alabeadas (Fig. 3.3.2.33) y contienen abundantes ostreidos y serpulidos, que también se asocian a sustratos duros en zonas someras. Por estas razones creemos que estas costras se desarrollaron en un ambiente somero, de bajas tasas de sedimentación aunque con tormentas frecuentes, donde las costras aportaron rigidez al arrecife (como también han sugerido Alonso *et al.*, 1986-87 para los arrecifes del



**Fig. 3.3.2.33.** Techo irregular y alabeado en una de las últimas secuencias del tramo 9.

área de Torrecilla en Cameros).

### **III.3.2.B.2.d. Interpretación de las secuencias elementales observadas en esta asociación de facies** (Fig. 3.3.2.9)

Las secuencias observadas en los tramos del 2 al 5 (secuencias B.1, B.2 y B.3) comienzan con la sedimentación de los depósitos de tormenta más finos y de poca madurez (Facies 3 y 4.1) y con desarrollo de colonias de coral laminares y planas (Subfacies 5.1), que han sido interpretados como los términos de mayor profundidad relativa. Sin embargo, en la parte superior de estas secuencias tanto la granulometría y la madurez del sedimento alóctono (Subfacies 4.1 y 4.2) como los corales dómicos y faceloides predominantes (Subfacies 5.2 y 5.3, respectivamente) son característicos de zonas relativamente más someras. En concreto, de las tres, las secuencias de tipo B.1, formadas por la Facies 3 y Subfacies 4.1 y 5.1 exclusivamente, se depositaron en las áreas de mayor profundidad relativa. Las secuencias de tipo B.3, donde ya se encuentran, en la parte superior, componentes con muestras de retrabajamiento y corales faceloides y masivos, se depositaron, sin embargo, en áreas más someras.

Las secuencias que se encuentran a partir del tramo 6 y hasta el tramo 10 (secuencias B.4, B.5 y B.6), están en su conjunto formadas por las facies que han sido interpretadas como más someras (Subfacies 4.2; 5.2 y 5.3), aunque en la zona inferior se encuentran colonias laminares. Sin embargo, hacia la parte superior existe una tendencia al aumento en la madurez del sedimento alóctono (mayor redondez de las partículas) y al desarrollo de las colonias de coral típicas de zonas más someras (Subfacies 5.2 y 5.3), que incluso a techo pueden presentar encostramientos microbianos que han sido interpretados como de áreas muy someras.

Así, en conjunto, todas las secuencias observadas en estos tramos corresponden a secuencias de somerización con los términos basales de mayor profundidad relativa que los superiores, más someros.

### **III.3.2.B.3. Asociación de facies C. Barras oolíticas**

Este tipo de asociación de facies se ha encontrado exclusivamente en el tramo superior (tramo 11) perteneciente a la Fm. Torrecilla y está formada casi en su totalidad por facies oolíticas que presentan estratificación cruzada a gran escala. En este tipo de asociación hemos distinguido un tipo de facies que hemos subdividido en dos subfacies distintas.

### **III.3.2.B.3.a. Facies 6. Facies oolíticas de back-reef**

#### Descripción

Este tipo de facies está formada por *floatstone* bioclásticos y de intraclastos en matriz *packstone* oolítica y por *packstone* y *grainstone* oolíticos. El primer tipo (*floatstone*) se encuentra en el tercio inferior y medio del tramo 11, los *packstone* y *grainstone*, mejor seleccionados, son la facies típica del tercio superior. Ambos tipos serán descritos por separado como subfacies distintas, ya que cada una de ellas, se depositó en un subambiente ligeramente distinto.

Subfacies 6.1. *Floatstone* bioclástico y de intraclastos en matriz *packstone* y *packstone-grainstone* oolítica (Fig. 3.3.2.34).

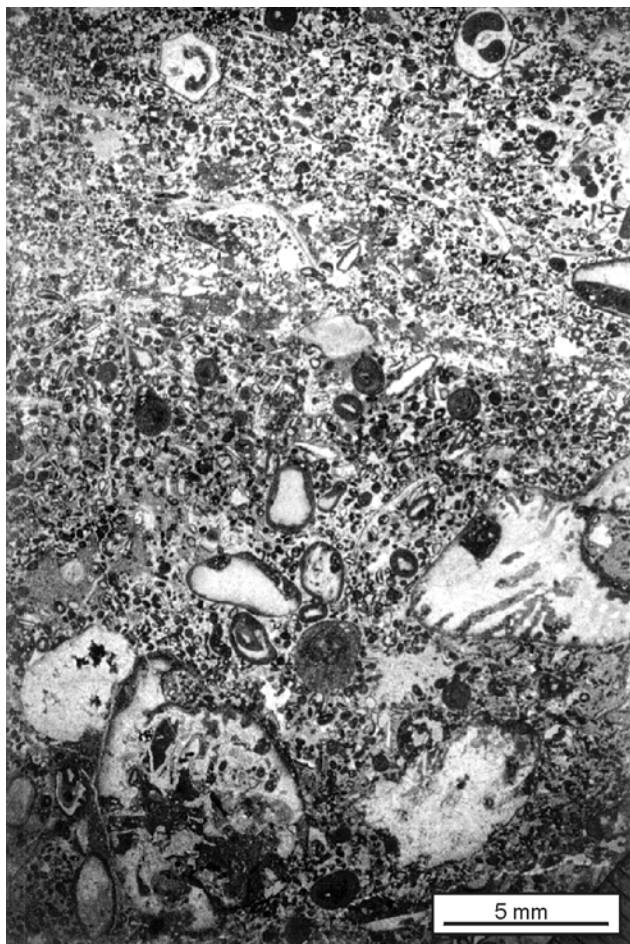
Esta subfacies está formada por calizas *floatstone* de corales, intraclastos, equinodermos y moluscos (de hasta varios centímetros de diámetro) en matriz *packstone* y *packstone-grainstone* de oolitos, foraminíferos bentónicos, moluscos y algas verdes dasicladáceas (Fig. 3.3.2.35), que se disponen en bancos de 30 a 70 cm de espesor, granodecrecientes, que pueden presentar estratificación cruzada de tipo *hummocky* (Fig. 3.3.2.36).

La parte superior de algunos de estos bancos del tercio inferior del tramo, además, puede presentar ferruginización y acumulaciones de moluscos (con abundantes ostreidos entre ellos) y corales en el techo (Fig. 3.3.2.37).

Estos bancos en la zona inferior y media del tramo están formados por calizas *floatstone* de corales faceloides y en menos ocasiones masivos, intraclastos micríticos y con corales, todos ellos redondeados y con finas envueltas micríticas (Fig. 3.3.2.38), bivalvos (muchas veces incrustados por foraminíferos de tipo nubeculárido y *Placopsilina*) (Fig. 3.3.2.39), gasterópodos, fragmentos de esponjas y algún fragmento de chaetétido. Estos fragmentos pueden llegar a tener hasta más de 3 cm de diámetro y no presentan ninguna orientación preferente. La matriz de este *floatstone* está formada por un *packstone* y en ocasiones, en la parte superior de los niveles, por un *grainstone* de oolitos, bivalvos, gasterópodos, fragmentos de equinodermos, intraclastos, peloides, foraminíferos lageninos, involutiinos (como *Trocholina*), textulariinos (entre los que se han identificado lituólidos de estructura interna simple, como *Nautiloculina*, y compleja (que suelen tener un



tamaño de hasta 1.5 mm), algas verdes dasicladáceas (entre las que se ha identificado *Acicularia*). En el caso de los *grainstone* los componentes suelen ser más pequeños, mejor seleccionados y las partículas alargadas suelen presentar una orientación preferente



**Fig. 3.3.2.34.** Ejemplo de Subfacies 6.1. Floatstone bioclástico y de intraclastos en matriz packstone y grainstone oolítica. Obsérvese como en la parte inferior, con matriz micrítica, hay una mayor cantidad de componentes de mayor tamaño. En la parte superior, sin embargo, hay ausencia de matriz micrítica (grainstone) y el contenido en partículas de mayor tamaño es menor.

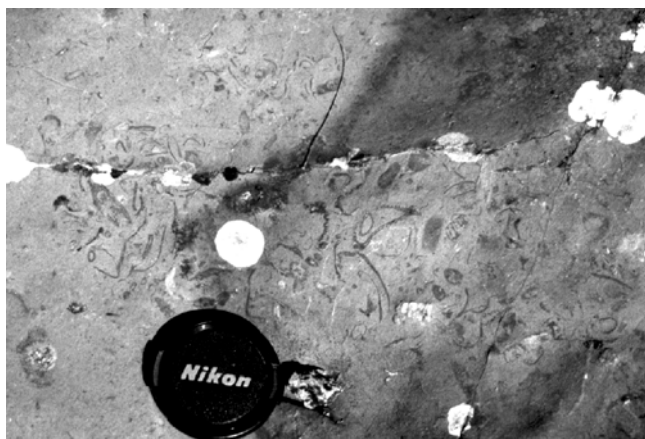


**Fig. 3.3.2.35.** Estratificación cruzada a gran escala desarrollada sobre las facies oolíticas.

(Fig. 3.3.2.40). Hacia la parte superior del tramo la cantidad y tamaño de las partículas del *floatstone* va disminuyendo.



**Fig. 3.3.2.36.** Estratificación cruzada de tipo hummocky desarrollados a techo de uno de los bancos que forman las barras oolíticas.

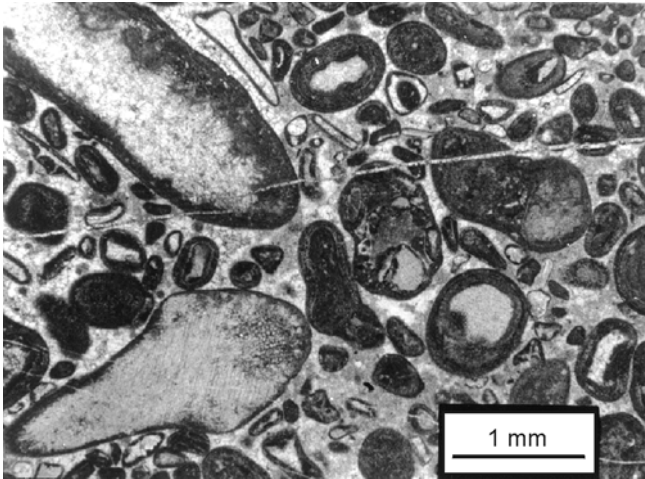


**Fig. 3.3.2.37.** Concentración de bivalvos (en su mayor parte ostreidos) y fragmentos de coral a techo de uno de los niveles de la estratificación cruzada a gran escala.

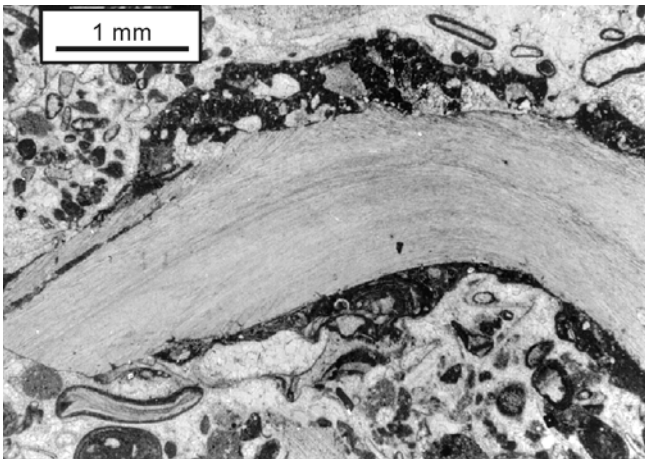
Los oolitos suelen ser micríticos, con o sin envueltas tangenciales (tipo 1 de Strasser, 1986) o con envueltas tangenciales y una estructura ligeramente radial mal conservada y parcialmente micritizados (tipo 3 de Strasser, 1986) (Figs. 3.3.2.38 y 3.3.2.40). Comúnmente suelen tener un tamaño no superior a las 600  $\mu\text{m}$  de diámetro y presentan una morfología externa circular o ligeramente elongada (los de tipo 3 sobre todo) que depende de la morfología de las partículas que constituyan el núcleo de los mismos. Sin embargo, entre los oolitos de menor tamaño se han encontrado oolitos de hasta 1.5 mm. Asimismo, aunque la práctica totalidad de los oolitos son simples, se han encontrado esporádicamente algunos oolitos compuestos.

El núcleo de los oolitos micríticos suele estar constituido también por partículas micríticas o micritizadas (peloides) y también, en algunos casos, por foraminíferos textulariinos y fragmentos de

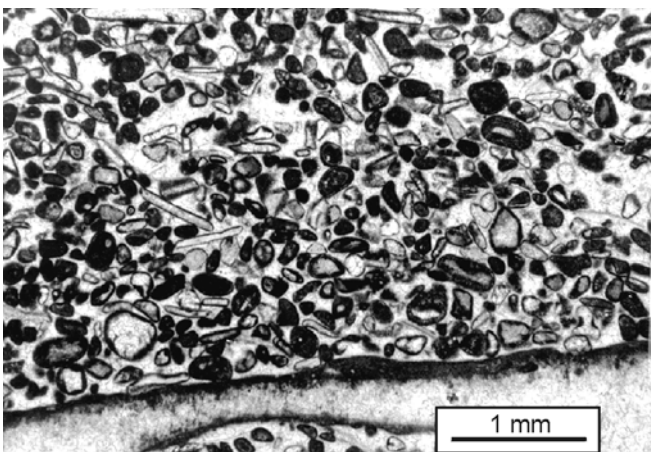
bivalvos y algas verdes. El núcleo de los oolitos de tipo 3 lo constituyen peloides, foraminíferos bentónicos (textulariinos, lageninos o involutiinos) y



**Fig. 3.3.2.38.** Ejemplo de Subfacies 6.1. Floatstone de intraclastos redondeados en matriz packstone oolítica. Obsérvese el foraminífero bentónico textulariino de estructura interna compleja y de gran tamaño situado en el centro. Los oolitos presentan envueltas tangenciales parcial o totalmente micritizadas.



**Fig. 3.3.2.39.** Fragmento de bivalvo incrustado por Placopsilina en un grainstone oolítico.

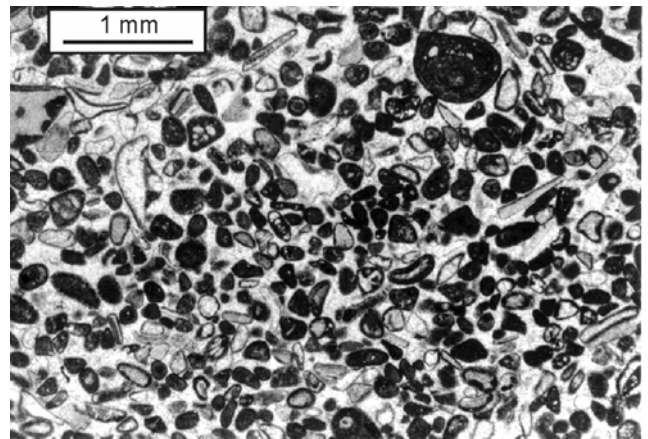


**Fig. 3.3.2.40.** Ejemplo de Subfacies 6.1. Floatstone bioclástico en este caso en matriz grainstone oolítica.

fragmentos de equinodermos, bivalvos, gasterópodos y de algas verdes dasicladáceas.

Subfacies 6.2. Grainstone y packstone oolíticos (Fig. 3.3.2.41).

La parte superior del tramo está formada, sin embargo, por este tipo de subfacies que básicamente es muy similar a la subfacies anterior salvo por el hecho de que contienen muy escasos componentes mayores de 2 mm (que por otro lado suelen corresponder a lituólidos de estructura interna compleja) o no contienen ninguno. Corresponde a grainstone y packstone medianamente a bien seleccionados de oolitos micríticos, de hasta 600-700  $\mu\text{m}$  de diámetro, con núcleos micríticos y de foraminíferos bentónicos textulariinos. Además de los oolitos se encuentran foraminíferos bentónicos textulariinos (algunos de ellos lituólidos de estructura interna simple, como *Nautiloculina*, y otros de mayor tamaño y estructura interna compleja) e involutiinos (*Trocholina*), fragmentos de bivalvos (algunos de ellos de tipo ostreido), gasterópodos, equinodermos, espinas pequeñas de equinodermos, algas verdes dasicladáceas, entre las que se ha identificado *Acicularia*, y algunos fragmentos de serpúlidos.



**Fig. 3.3.2.41.** Ejemplo de Subfacies 6.2. Grainstone oolítico con foraminíferos bentónicos (obsérvese un ejemplar de *Nautiloculina* en el centro) y bivalvos, fundamentalmente.

#### Interpretación

Subfacies 6.1. Estos depósitos con estratificación cruzada a gran escala creemos corresponden a barras submareales de oolitos depositadas en un medio de alta energía. El tipo de oolitos mayoritarios (tipo 3 y 1) son indicativos de ambientes de alta energía intermitente y salinidad normal (Strasser, 1986). Los fósiles encontrados, aunque resedimentados, son también indicativos de medios someros y salinidad normal. La mayor parte de los fragmentos de mayor tamaño formados por corales e intraclastos con



costras microbianas, procedieron de la destrucción de las zonas más someras del arrecife durante los episodios de tormenta. La mayor parte de estos fragmentos, además, están muy redondeados, por lo que fueron re trabajados por el oleaje previamente a su depósito definitivo. Por otro lado, algunos de los bancos presentan estratificación cruzada de tipo *hummocky*, y las partículas mayores que los componen no presentan una orientación preferente y se encuentran flotando en la matriz *packstone* de oolitos. Estos datos sugieren que la migración de estas barras de oolitos se produjo fundamentalmente durante los episodios de tormenta, como ya ha sido puesto de manifiesto en otros sectores de la Cuenca Ibérica para facies similares (Bádenas, 1997; 1999b). Las superficies alabeadas y ferruginizadas y con abundantes ostreidos, que se encuentran en la parte superior de los estratos en el tercio inferior del tramo sugieren la existencia de periodos de no sedimentación entre los periodos de tormenta. Sin embargo, en algunos de estos niveles hay ausencia de fango micrítico en la matriz y las partículas alargadas de menor tamaño se encuentran orientadas paralelamente a la estratificación. Por esta razón consideramos que aunque la migración de las barras se producía fundamentalmente durante los episodios de tormenta, la parte superior de los depósitos pudo haber sido re trabajada por el oleaje en tiempo normal.

Subfacies 6.2. Estos depósitos también se formaron por la migración de barras submareales de oolitos en un medio de salinidad normal y alta energía. Sin embargo, en este caso, la selección de las partículas es mayor que en la subfacies anterior y además predominan las facies *grainstone*, que no contienen matriz micrítica. Por esta razón consideramos que esta facies se depositó en una zona de rampa interna, por encima del nivel de base del oleaje en tiempo normal, aunque no descartamos la importancia de las tormentas en el proceso de sedimentación

#### **III.3.2.B.4. Asociación de facies D. Ambiente protegido: *lagoon***

##### **III.3.2.B.4.a. Facies 7. Wackestone-packstone de equinodermos (Fig. 3.3.2.42)**

###### Descripción

Este tipo de facies se ha encontrado exclusivamente en un nivel de 40 cm de espesor en la parte superior del tramo 11 entre dos niveles oolíticos. Está formado por una caliza *wackestone-packstone* medianamente seleccionada formada casi exclusivamente por fragmentos de equínidos y crinoides, con algunos fragmentos de bivalvos y

gasterópodos. Las partículas de morfología alargada están orientadas paralelamente a la estratificación.



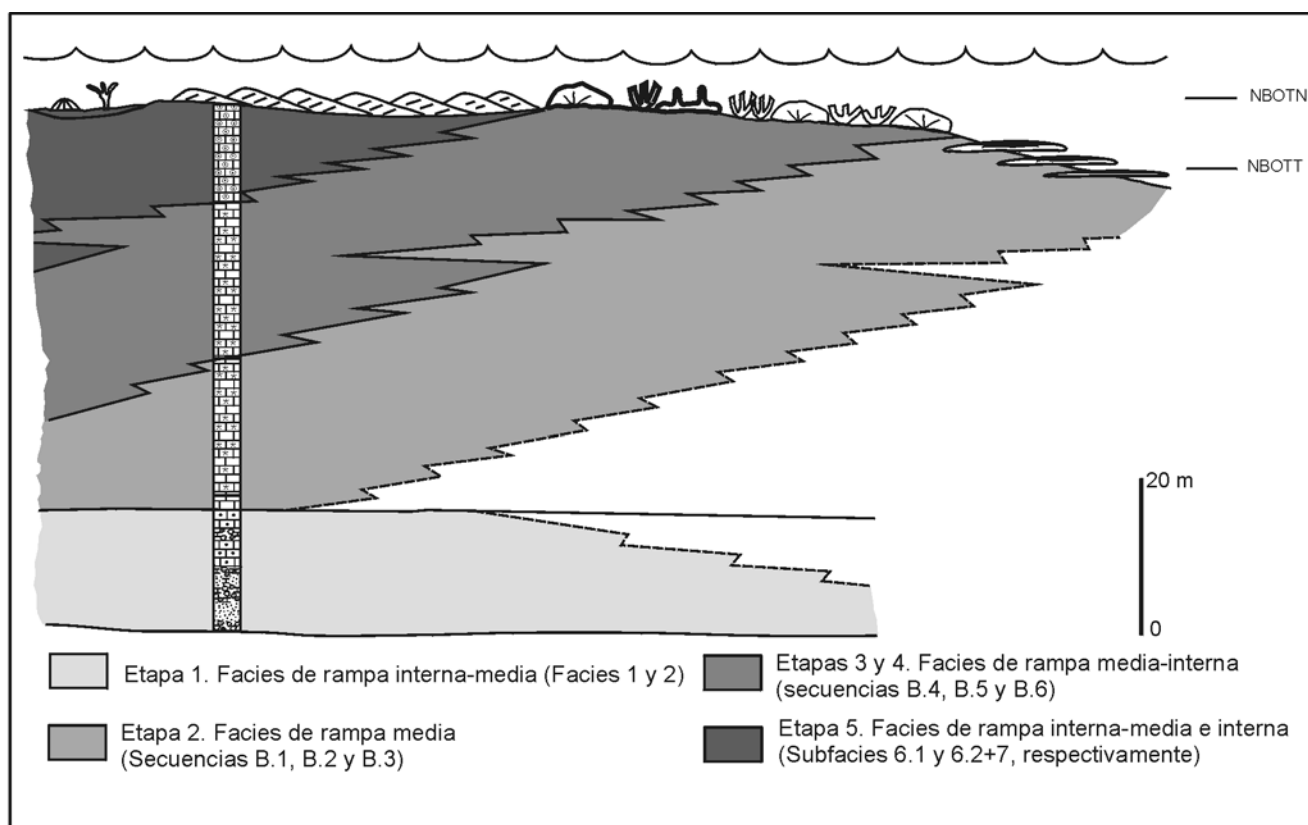
**Fig. 3.3.2.42.** Ejemplo de Facies 7. Wackestone-packstone de equinodermos.

###### Interpretación

Este tipo de facies resulta llamativo en el contexto en el que aparecen, ya que se encuentran entre dos niveles de *grainstone-packstone* oolíticos y, sin embargo, en esta facies no aparecen ninguno de los componentes más comunes en las facies infra- o suprayacentes. Por esta razón, resulta difícil argumentar que su depósito se produjo durante los episodios de tormenta o por un transporte de partículas de las áreas adyacentes. Consideramos, por tanto, que este tipo de facies se depositó en una zona somera, de baja energía (*lagoon*) en el que se desarrollaron los equinodermos y moluscos, situado en zonas protegidas, aunque no restringidas, entre, o por detrás de, las barras de oolitos.

#### **III.3.2.C. Evolución sedimentaria**

Hemos dividido la evolución sedimentaria observada en la Formación Torrecilla en este sector en 5 etapas diferentes que, de modo más general, se pueden agrupar en 3 periodos de evolución



**Fig. 3.3.2.43.** Diagrama esquemático representativo de la evolución sedimentaria de la Fm. Torrecilla en Cameros en Renieblas, basado en la columna estratigráfica realizada en este sector (Fig. 3.3.2). NBOTN: Nivel de base del oleaje en tiempo normal. NBOTT: Nivel de base del oleaje en tiempo de tormenta. A la derecha de las líneas de cambio de facies discontinuas se encontrarían las facies más distales (no presentes en sector) asociadas a estos sistemas de depósito.

distintivos, y que se han resumido en la Fig. 3.3.2.43. Durante el primer periodo se produjo la sedimentación de las facies siliciclásticas submareales (Etapa 1). Durante el segundo periodo tuvo lugar la instauración y desarrollo de un sistema arrecifal coralino en el que una parte importante de la sedimentación correspondió a los depósitos procedentes de la destrucción del arrecife (*coral debris reef* de Leinfelder, 1993) y que agrupa a las etapas 2, 3 y 4. Por último, durante el episodio final se produjo la progradación de barras oolíticas sobre las facies arrecifales (etapa 5).

### III.3.2.C.1. Etapa 1. Inundación de la cuenca. Depósitos de rampa interna-media dominada por tormentas

Tras la exposición subaérea que afectó a los sedimentos de llanura de marea carbonática del Oxfordiense, tuvo lugar el ascenso rápido y prolongado del nivel del mar durante el Kimmeridgiense inferior que dio lugar a la inundación de la mayor parte de la Cuenca Ibérica (Aurell, 1990). En este sector, durante la primera etapa de sedimentación, producida tras este episodio

de inundación, se depositaron los materiales pertenecientes a la Asociación de facies A (Facies 1 y 2). La sedimentación de estos materiales se produjo en una zona de rampa interna-media dominada por las tormentas (como se evidencia por la presencia de tempestitas y estratificación cruzada de tipo *hummocky*), en la que había una gran cantidad de aportes de material siliciclástico procedente del continente. Consideramos que estos materiales pertenecen al Cortejo Sedimentario transgresivo de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### III.3.2.C.2. Etapa 2. Instauración y progradación del sistema arrecifal. Rampa media

Esta etapa comienza con los primeros depósitos totalmente carbonáticos de la base del tramo 2, pertenecientes a la Facies 3. Como se comentó en el apartado III.3.2.B.2.a, estos depósitos, los de mayor profundidad relativa en este sector, se sedimentaron en un ambiente de rampa media, por lo que el límite entre esta etapa y la anterior corresponde a la superficie de máxima inundación.

A esta etapa pertenecen los depósitos de los tramos 2, 3, 4 y 5 de la columna estratigráfica, que se acumularon a consecuencia del apilamiento de varias secuencias elementales, que hemos interpretado como de somerización (Fig. 3.3.2.9) y que pertenecen a los tipos B.1, B.2 y B.3.

Esta secuencialidad se produjo como consecuencia de los sucesivos incrementos relativos del nivel del mar y la respuesta del sistema deposicional a los mismos. Tras los periodos de subida del nivel del mar se producía el depósito de las facies relativamente más profundas (Facies 3 en la secuencia de tipo B.1, y Subfacies 4.1 en las de tipo B.2 y B.3) correspondientes a depósitos de tormenta, y el crecimiento de las colonias de coral laminares y planares (Subfacies 5.1). Progresivamente se iban depositando las facies de menor profundidad relativa (Subfacies 4.1, en las secuencias tipo B.1 y B.2, y Subfacies 4.2 en la B.3) y creciendo los corales masivos y faceloides también asociados a zonas más someras en las secuencias B.2 y sobre todo B.3. Finalmente estas secuencias quedaban truncadas por un nuevo episodio de inundación.

Sin embargo, las secuencias presentan cada vez términos más someros, por lo que en conjunto, durante el desarrollo de esta etapa la tasa de sedimentación (aunque episódica, en su mayor parte, durante las tormentas) junto con la de crecimiento de los corales superó a la tasa de acomodación, por lo que la tendencia general es progradante.

En conjunto, durante esta etapa la sedimentación se produjo en un medio de rampa media de baja energía, donde la mayor parte de la sedimentación se producía durante los episodios de tormenta y por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

En términos de la estratigrafía secuencial, esta etapa pertenece al Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### **III.3.2.C.3. Etapa 3. Progradación del sistema arrecifal. Rampa media-interna**

El límite de esta etapa con la anterior no corresponde a una superficie neta, sino que progresivamente las facies y el tipo de secuencias van siendo cada vez más someras. Por esta razón, hemos definido arbitrariamente este límite en el lugar en el que el sedimento autóctono presenta a lo largo de toda la secuencia muestras de retrabajamiento y que se sitúa en la base del tramo 6. El límite superior se sitúa a techo del tramo 9, que se encuentra afectado por una falla, a partir de la cual también cambia el tipo de facies.

Durante esta etapa tuvo lugar el desarrollo de secuencias de somerización (B.4, B.5 y B.6), en las que también los términos basales presentan los depósitos de mayor profundidad relativa (Subfacies 5.1 y 4.2) y que también finalizan con las facies relativamente más someras (Subfacies 4.2, 5.2 y 5.3), que incluso pueden presentar encostramientos microbianos que hemos interpretado como característicos de las zonas relativamente de menor profundidad. Estas secuencias, que en conjunto tienen un carácter más somero que las que se sedimentaron durante la etapa anterior, se depositaron en un medio de rampa media-interna por debajo, aunque muy cerca, del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

Durante esta etapa continuó la tendencia progradante del sistema, en el que la tasa de sedimentación (producida en su mayor parte durante los episodios de tormenta), superó a la tasa de acomodación.

En términos de la estratigrafía secuencial esta etapa, al igual que la anterior, pertenece al Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### **III.3.2.C.4. Etapa 4. Episodio de inundación del sistema arrecifal. Rampa media y media-interna**

Durante esta etapa se produjo la sedimentación del tramo 10 de la columna estratigráfica. Como se comentó en el apartado anterior el límite inferior de esta etapa, no se observa, ya que corresponde a una pequeña falla. El límite superior se sitúa en el comienzo del desarrollo de las barras oolíticas del tramo 11.

En este tramo predominan las secuencias incompletas inferiores a 1 m de espesor, formadas por colonias laminares y planas (Subfacies 5.1), que se encuentran rodeadas por sedimento autóctono sin muestras de retrabajamiento (Subfacies 4.1). Este tipo de facies ha sido interpretado como característico de áreas relativamente más profundas. Sin embargo, hacia el techo de este tramo, se han encontrado algunos fragmentos de corales masivos, resedimentados, incrustados por *Bacinella irregularis* y *Lithocodium*, y en algunos casos, colonias masivas laminares y planas *in situ* muy bioturbados y con encostramientos micríticos con abundantes espículas de esponjas, que han sido interpretados como característicos de las zonas relativamente más someras.

Consideramos que al comienzo de esta etapa se produjo un episodio de inundación de la rampa, de

mayor rango que los anteriores (que originaron la secuencialidad en las facies arrecifales) y que dio lugar a un pequeño episodio de retrogradación tras el cual comenzaron a desarrollarse colonias de coral planas y, sobre todo, laminares, rodeadas de sedimento sin muestras de retrabajamiento. Hacia el techo de este tramo, sin embargo, comienzan a aparecer incrustaciones sobre las colonias masivas, indicativas de medios más someros y de baja tasa de sedimentación, aunque las secuencias (cuyo techo puede estar ferruginizado) siguen presentando un espesor inferior a 1m. Estas secuencias truncadas se pudieron producir o bien porque los sucesivos incrementos relativos del nivel del mar impidieran el desarrollo completo de las secuencias, o bien porque los incrementos en la tasa de acomodación, subsecuentes a las subidas del mar, fueran de poca magnitud, lo que también habría dado lugar a secuencias truncadas. En el primer caso, el resultado final habría sido la acreción vertical de las facies a lo largo de este tramo o incluso su retrogradación. Sin embargo, en la parte superior de este tramo hay una importante proliferación de costras microbianas creciendo sobre los corales y, por otro lado, inmediatamente por encima se sitúan las facies oolíticas en las que hay muestras de retrabajamiento por el oleaje en tiempo normal, por lo que consideramos la última hipótesis como la más factible.

Al igual que en el Sector del Sur del Moncayo, no creemos que el episodio de retrogradación al comienzo de esta etapa implicara un cambio muy significativo en el tipo de sedimentación, que continuó siendo de carácter arrecifal. Por ello, consideramos que probablemente esta etapa también pertenece al Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### **III.3.2.C.5. Etapa 5. Progradación de barras oolíticas de *back-reef*. Rampa interna-media e interna**

Esta etapa, la última correspondiente al desarrollo de la Formación Torrecilla en Cameros en este sector, corresponde al desarrollo de barras oolíticas submareales que progradaron sobre las facies arrecifales. Durante el comienzo de esta etapa se desarrollaron barras oolíticas con estratificación cruzada a gran escala en las que son muy abundantes los fragmentos (de hasta varios centímetros de diámetro) de corales y costras micríticas que suelen estar bastante redondeados. Este hecho sugiere la existencia de una relación espacio-temporal clara entre estos depósitos oolíticos y las facies arrecifales s.s., por lo que creemos que estas barras oolíticas corresponden a depósitos de *back-reef* sedimentados

en una zona interna-media de la rampa. De cualquier forma, el hecho de que, sobre todo en la parte inferior y media del tramo 11, sean tan abundantes los fragmentos de gran tamaño, que además no presentan una orientación preferente nos hace considerar que la migración de estas barras se produjo durante los periodos de tormenta que acarrearón el material procedente del arrecife. Sin embargo, la parte superior de los estratos de estas barras corresponden en muchas ocasiones a *grainstone* oolíticos mejor seleccionados y con orientación de las partículas alargadas, por lo que tras haberse producido la migración de las barras, la parte superior fue retrabajada por la acción del oleaje en tiempo normal.

Hacia el final de esta etapa predominan las facies *grainstone* y *packstone* oolíticas con poca cantidad de componentes mayores a 2 mm y mejor seleccionadas, que se depositaron en un ambiente de rampa interna por encima del nivel de base del oleaje. La acción de las tormentas en la formación de estos depósitos pudo haber sido también importante, aunque es más difícil de evaluar por el retrabajamiento que todos estos depósitos sufrieron, tras los episodios de tormenta, por la acción del oleaje en tiempo normal.

Por otro lado, entre estas barras oolíticas de la rampa interna, se desarrollaron pequeñas zonas protegidas (*lagooones*) aunque de salinidad normal donde crecieron abundantes equinodermos y también moluscos.

En términos de la estratigrafía secuencial, esta etapa también pertenece al Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

### **III.3.2.C.6. Evolución posterior**

Con la etapa anterior finalizó la sedimentación marina durante el Jurásico en este área.

A partir del Titónico tuvo lugar el periodo de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y sedimentación de los depósitos continentales del “*Weald*” (Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995).

En este sector, estos materiales continentales, formados por arcillas rojas, conglomerados canalizados y calizas lacustres y palustres y pertenecientes a la Aloformación Ágreda de edad Titónico (Gómez Fernández, 1992), se sitúan discordantemente sobre la Formación Torrecilla (Figs. 3.3.2.44; 3.3.2.45). El límite entre ambas unidades viene dado por una importante superficie nodulizada y edafizada, sobre la que se sitúa una costra hematítica de hasta varios decímetros de

espesor, que afectó de manera importante a las calizas oolíticas del techo de la Fm. Torrecilla, que había quedado previamente expuesta en superficie.

Al igual que en el Sector del Sur del Moncayo, la discontinuidad situada entre la Formación Torrecilla y los materiales continentales suprayacentes tuvo una gran importancia en cuanto a la evolución diagenética de la primera como se verá en apartados sucesivos.



**Fig. 3.3.2.44.** Límite entre la Fm. Torrecilla en Cameros y los depósitos continentales del Titónico.



**Fig. 3.3.2.45.** Depósitos continentales de la Aloformación Ágreda. **A.** Conglomerados canalizados formados por cantos de calizas. **B.** Nivel de calizas palustres.





### III.3.3. Estudio de la diagénesis

En este capítulo, al igual que en el capítulo sobre la diagénesis en el Sector del Sur del Moncayo, se realizará la descripción petrográfica y geoquímica de las fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros, que también se dividirán en muy tempranas, tempranas y tardías en función de su relación temporal relativa. La descripción e interpretación de las fases diagenéticas del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros, con algunas características petrográficas y geoquímicas propias, y de la Aloformación continental suprayacente Ágreda, se realizarán en apartados distintos. Asimismo, también se describirán las características petrográficas y geoquímicas de algunos espeleotemas presumiblemente recientes obtenidos en este sector.

#### III.3.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de la Fm. Torrecilla en Cameros

La secuencia paragenética y las relaciones de superposición entre las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria han sido resumidas en la figura 3.3.3.1. Asimismo, los resultados de la geoquímica elemental e isotópica de las mismas se muestran en la figura 3.3.3.2.

##### III.3.3.A.1. Componentes deposicionales

Como se realizara en el Sector del Sur del Moncayo, y con el fin de definir el valor isotópico original y característico de los carbonatos marinos del Kimmeridgiense, se ha analizado, a falta de belemnites, la capa foliosa de la concha de un braquiópodo terebratulido (originalmente de LMC) que petrográficamente no mostraba signos de alteración diagenética. Los valores obtenidos han sido de  $-3.41\text{‰}$  y  $-5.12\text{‰}$  para el C y O, respectivamente (Fig. 3.3.3.2.B).

##### III.3.3.A.2. Carbonatos diagenéticos muy tempranos

###### III.3.3.A.2.a. *Micrita peloidal*

Como en el resto de los sectores estudiados, el origen de las micritas peloidales se ha discutido en el

capítulo sobre estratigrafía y sedimentología. Sin embargo, y por las mismas razones que se argumentaron en el apartado sobre diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, incluiremos su discusión también en este capítulo de diagénesis.

En este sector, este tipo de micritas se encuentran en posición geopetal y antigeopetal, en el interior de algunas cavidades de tipo *growth-framework* y de bioturbación de la parte superior de algunos corales masivos (Fig. 3.3.2.22) y formando parte de las costras desarrolladas sobre las colonias de corales masivos y sobre todo faceloides de la parte superior de algunas secuencias elementales (tramos 7, 8 y 9 de la columna estratigráfica) (Figs. 3.3.2.1; 3.3.2.25; 3.3.2.31).

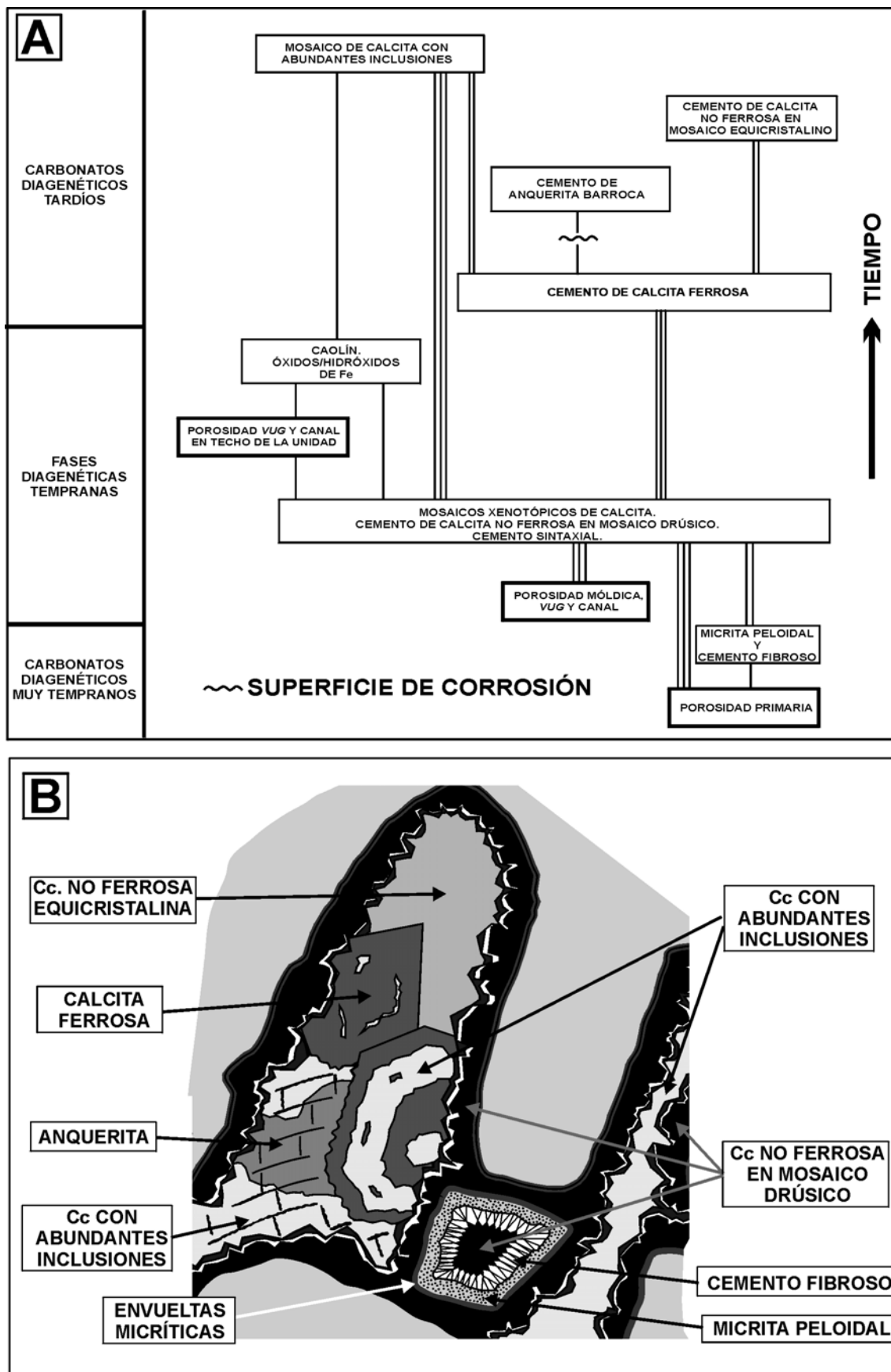
Internamente están formadas por peloides menores de  $60\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro que, a su vez, están constituidos por un mosaico de cristales de calcita de tamaño micrítico, que se encuentran rodeados por cristales microcristalinos de calcita (Fig. 3.3.3.3). Con CL estos carbonatos presentan LM oscura que muestra un punteado fino LB o NL.

La composición elemental media de estas micritas es:  $(\text{Ca}_{99.4}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.45}\text{Fe}_{0.1}\text{Mn}_{0.018})(\text{CO}_3)_{100}$  siendo sus características más relevantes el contenido en Sr siempre por debajo del límite de detección, los bajos contenidos en Fe y Mn y el contenido, aunque también bajo, algo mayor en Mg. La composición isotópica de estas micritas es de  $-3.26\text{‰}$  en C y de  $-5.35\text{‰}$  en O.

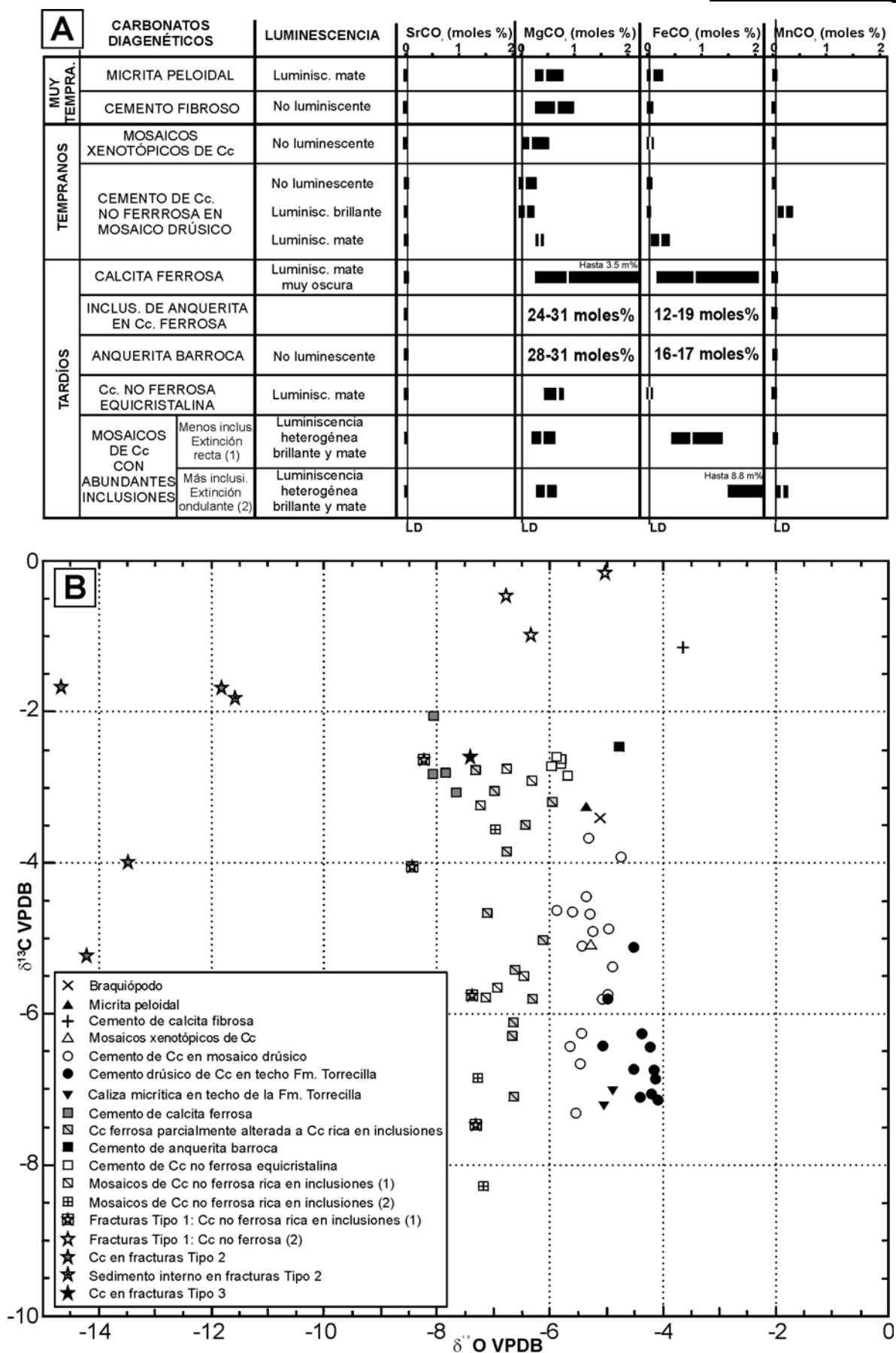
###### III.3.3.A.2.b. *Envueltas micríticas*

En este sector se ha observado este tipo de envueltas alrededor, sobre todo, de los fragmentos de equinodermos, serpulidos, bivalvos y corales masivos de la parte media de la sección estratigráfica (tramos 5-8 de la columna estratigráfica) (Fig. 3.3.2.1). Estas envueltas no suelen superar las  $20\text{-}30\text{ }\mu\text{m}$  de espesor y están formadas por cristales micríticos y microcristalinos de calcita, presentan LM oscura marrón-anaranjada. Cuando estas envueltas se desarrollan alrededor de los fragmentos de equinodermos suelen ir asociadas cavidades de bioturbación producidas por organismos de mayor tamaño (Figs. 3.3.2.12; 3.3.3.4).

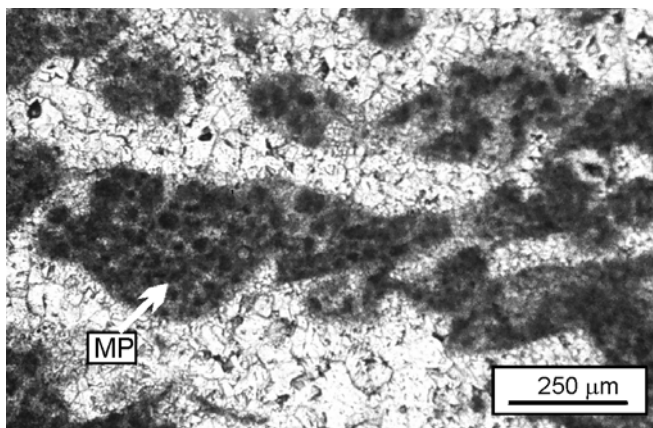




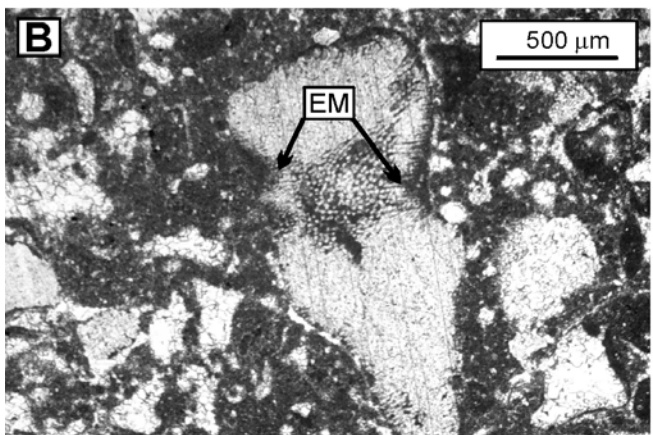
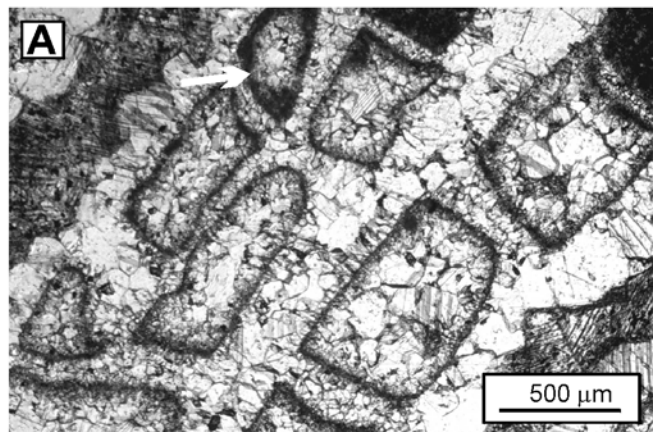
**Fig. 3.3.3.1. A.** Esquema representativo de la secuencia diagenética observada en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagenéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (|||); común (||); poco común (|). **B.** Esquema idealizado que representa la secuencia paragenética de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria.



**Fig. 3.3.3.2. A.** Resumen de las composiciones elementales de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros. Los límites de detección para cada uno de los elementos (LD) se han expresado mediante líneas verticales. Los rangos composicionales observados para cada una de las fases se han representado mediante barras de color negro. Las barras estrechas de color blanco indican las composiciones elementales medias. **B.** Composiciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos diagenéticos observados en la Fm. Torrecilla en Cameros.



**Fig. 3.3.3.3.** Micrita peloidal en el interior de la porosidad growth-framework de un coral.



**Fig. 3.3.3.4.** A. Envoltas micríticas desarrolladas en un coral (flecha blanca). B. Envoltas micríticas (EM) desarrolladas alrededor de un fragmento de equinodermo.

### III.3.3.A.2.c. Cemento de calcita fibrosa

La calcita fibrosa se ha observado ocasionalmente en la parte media de la columna estratigráfica, en el interior de cavidades primarias (intrapartícula y growth-framework) de serpulidos y gasterópodos y corales, respectivamente (Figs. 3.3.3.5A) y también intercalado entre las costras micríticas e incrustaciones desarrolladas sobre algunos corales y componentes fósiles en los tramos 7 y 8 de la columna estratigráfica (Figs. 3.3.2.1; 3.3.2.29; 3.3.2.30; 3.3.3.5C; D). Este cemento se encuentra en

forma de franjas isopacas de hasta 700 μm de espesor constituidas por cristales fibrosos de calcita no ferrosa y NL que, en conjunto, presentan extinción ondulante (Fig. 3.3.3.5C; D). Una característica distintiva de este cemento, observable cuando éste se encuentra intercalado entre las costras micríticas, es que en su interior se han podido observar estructuras circulares menores de 20 μm y que presentan una LB amarillenta (Figs. 3.3.2.30B; 3.3.3.5D).

La calcita fibrosa también se ha observado, como la primera generación de cemento, rellenando la porosidad intergranular de los *grainstone* oolíticos tanto de los primeros tramos como de los últimos de la columna estratigráfica (Figs. 3.3.2.1; 3.3.3.5B). Incluso, en algunos niveles de *packstone* oolítico esta generación de cemento va seguida de sedimento micrítico que suele ocluir por completo la porosidad intergranular remanente (Fig. 3.3.3.5B). En estos casos, este cemento forma franjas isopacas de cristales fibrosos a columnares de calcita no ferrosa y NL o LM muy oscura, no superiores a 40 μm de espesor, que suelen rodear por completo a las partículas deposicionales.

El cemento fibroso presenta una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{99.2}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.68}\text{Fe}_{0.026}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$ , siendo sus características más relevantes los contenidos en Sr por debajo del límite de detección, los muy bajos contenidos en Fe y Mn y el contenido relativamente más alto en Mg de hasta 1 mol%. La composición isotópica de este cemento es de -1.15 ‰ en C y de -3-64 ‰ en O (Fig. 3.3.3.2).

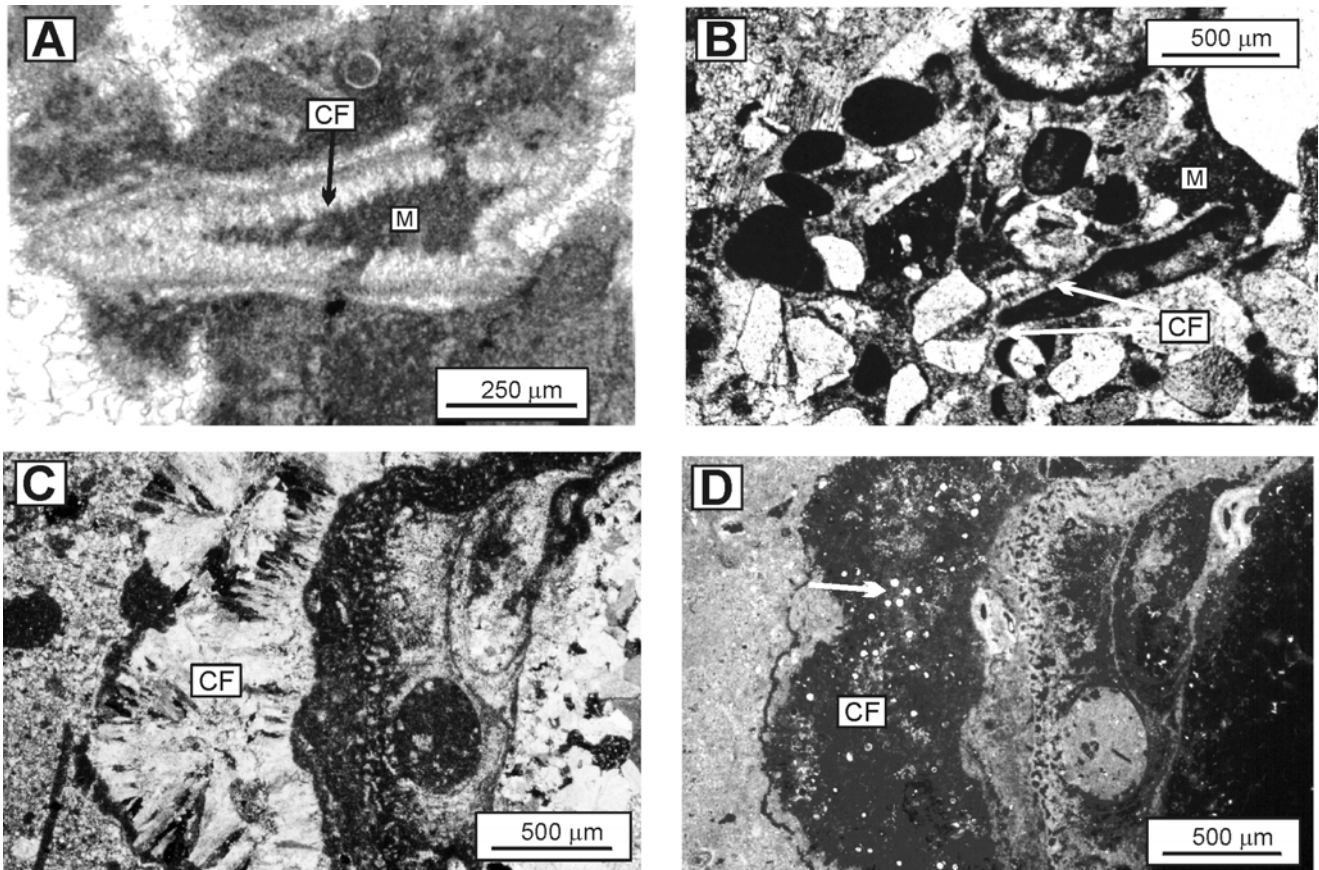
### III.3.3.A.3. Carbonatos diagenéticos tempranos

#### III.3.3.A.3.a. Mosaicos xenotópicos de calcita

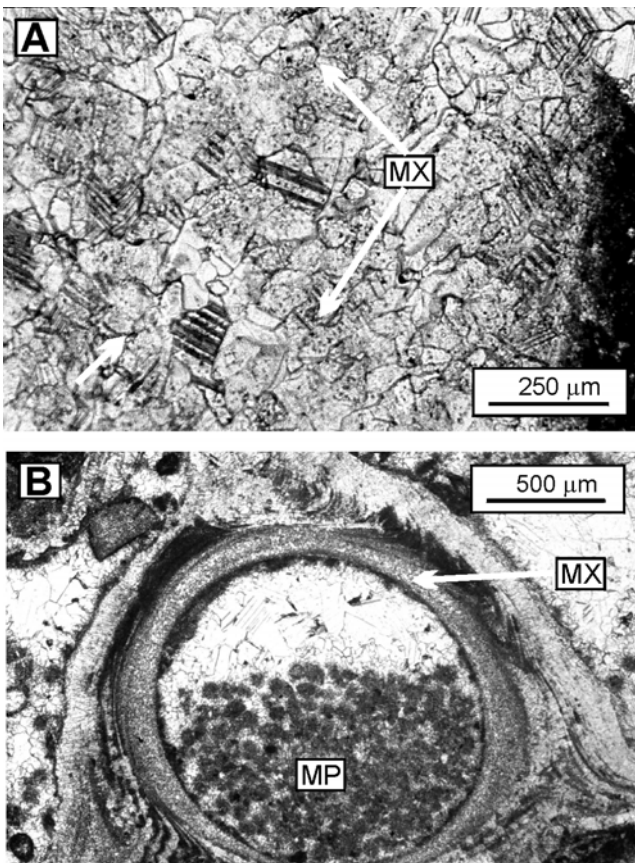
Los mosaicos xenotópicos de calcita se han observado entre los componentes deposicionales y en el interior del esqueleto de algunos fósiles.

Cuando estos mosaicos se encuentran entre los componentes deposicionales presentan una textura porfiroítica y xenotópica y están formados por cristales de calcita no ferrosa y NL con un moteado LM de diámetro variable entre menor de 4 μm (micríticos) y 50 μm y con una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.26}\text{Fe}_{0.1}\text{Mn}_{0.027})(\text{CO}_3)_{100}$ .

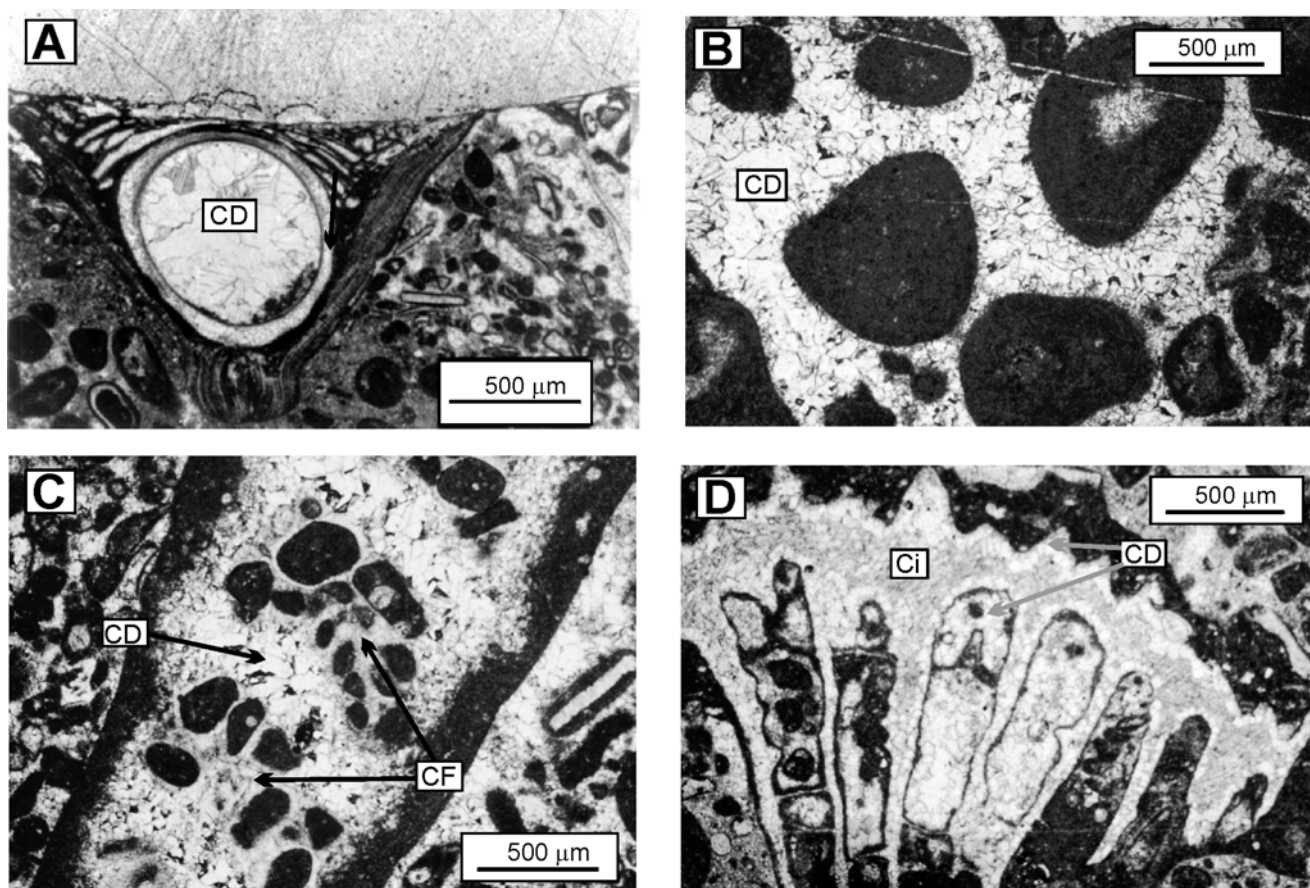
También se han observado, muy esporádicamente, mosaicos xenotópicos en el interior del esqueleto de algún coral masivo y también en algunos bivalvos y serpulidos (Fig. 3.3.3.6A; B). Estos mosaicos cuando se encuentran en los corales están formados por



**Fig. 3.3.3.5.** *A. Cemento de calcita fibrosa (CF) en el interior de porosidad growth-framework, seguida de relleno micrítico (M). B. Cemento de calcita fibrosa (CF) relleno la porosidad intergranular. Tras la calcita fibrosa la porosidad está rellena por micrita (M). C. Cemento de calcita fibrosa (CF) con extinción ondulante intercalada entre costras micríticas. Fotografía realizada con luz polarizada. D. La misma fotografía que la anterior realizada con CL. Obsérvese la presencia de estructuras circulares LB (flecha) en el interior del cemento de calcita fibrosa (CF) que es NL.*



**Fig. 3.3.3.6.** *A. Mosaico xenotópico de calcita (MX) con abundantes inclusiones desarrollados en un coral. B. Mosaico xenotópico de calcita en la parte interna de un serpúlido. La porosidad intrapartícula está rellena de micrita peloidal (MP).*



**Fig. 3.3.3.7.** **A.** Cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita no ferrosa rellenando la porosidad intrapartícula. **B.** Cemento en mosaico drúsico (CD) rellenando la porosidad interpartícula. **C.** Cemento en mosaico drúsico (CD) rellenando la porosidad móldica de un gasterópodo. La porosidad intrapartícula está rellena con oolitos cementados por calcita fibrosa (CF). **D.** Cemento en mosaico drúsico (CD) rellenando parcialmente la porosidad móldica y growth-framework de un coral. La porosidad móldica está posteriormente rellena por un mosaico de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones (Ci).

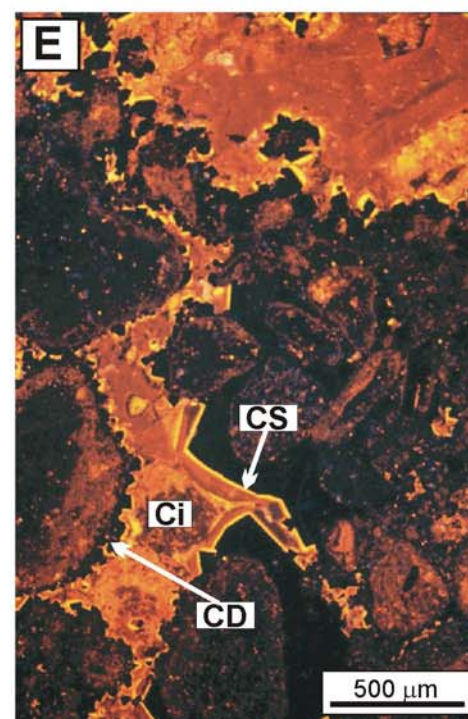
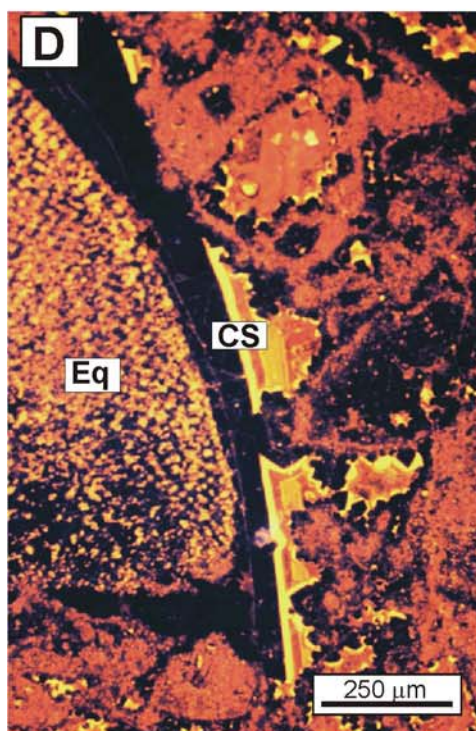
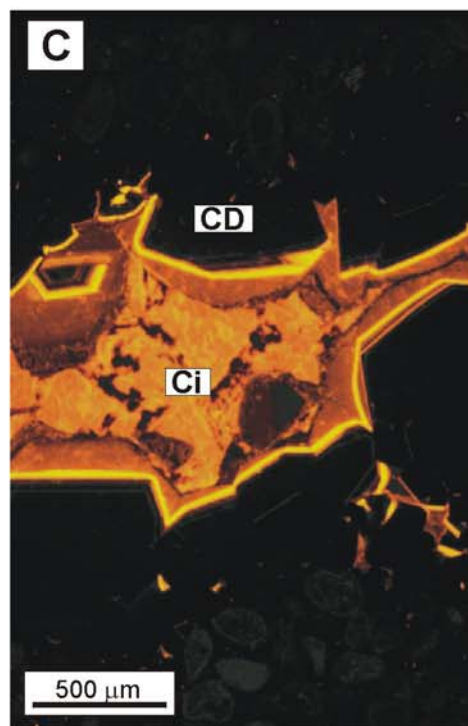
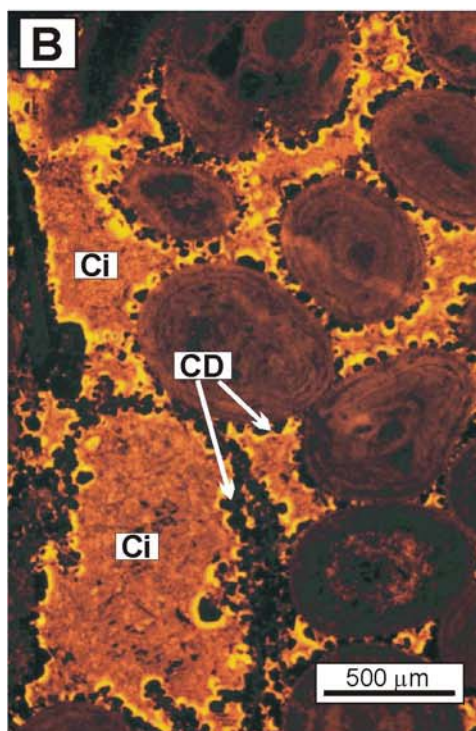
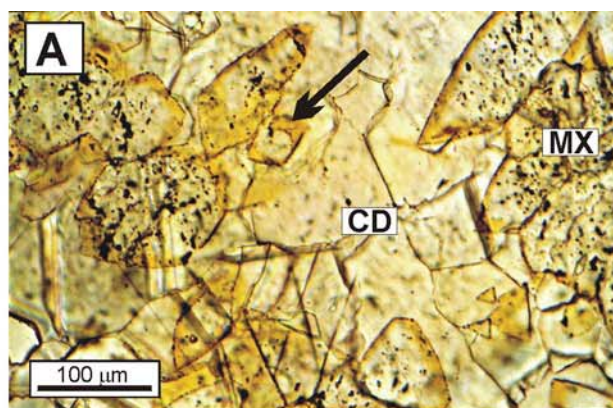
cristales anhedrales de calcita no ferrosa (como revela la tinción) y NL, de diámetro variable entre 30 y 200 µm. Estos cristales presentan en su interior algunas inclusiones de materia orgánica y ocasionalmente de dolomita, que se distribuyen aleatoriamente en su interior. La composición elemental media de estos mosaicos es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.22}\text{Fe}_{0.068}\text{Mn}_{0.012})(\text{CO}_3)_{100}$  y su composición isotópica es de  $-5.10$  ‰ en C y de

$-5.31$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B).

En los serpúlidos y bivalvos, estos mosaicos se encuentran en la parte más interna del esqueleto y están formados por un mosaico xenotópico equigranular de cristales de calcita no ferrosa y NL de entre 10 y 20 µm de diámetro (Fig. 3.3.3.6B).

**Fig. 3.3.3.8.** **A.** Franja de morfología euhédrica y color amarillo-anaranjado (flecha negra) en el interior de los cristales del cemento en mosaico drúsico de calcita (CD) precipitado alrededor de mosaicos xenotópicos de calcita (MX). **B.** Fotografía realizada en CL en la que se observa la porosidad intergranular y móldica cementada por calcita en mosaico drúsico NL-LB-LM (CD). Tras este cemento se observa un mosaico de calcita no ferrosa muy rica en inclusiones (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM que rellena por completo la porosidad. **C.** Fotografía en CL en la que se observa una cavidad de disolución no selectiva de fábrica rellena en primer lugar por un cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita NL-LB-LM. A continuación se observa un mosaico de calcita con abundantes inclusiones (Ci) y luminiscencia heterogénea LB-LM. **D.** Fotografía en CL de un cemento de calcita syntaxial (CS) precipitado alrededor de un fragmento de equinodermo (Eq) y que presenta un zonado NL-LB-LM. **E.** Fotografía en CL en la que se observa la porosidad intergranular y móldica rellena en primer lugar por cemento de calcita en mosaico drúsico (CD) de muy poco espesor o cemento syntaxial de calcita (CS) que presentan un zonado NL-LB-LM. Tras estos cementos se observa un mosaico de calcita rica en inclusiones (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM.





### **III.3.3.A.3.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico**

Este cemento de calcita es muy común en toda la sección estratigráfica y rellena tanto la porosidad primaria (intergranular, intragranular y *growth-framework*) como secundaria (Fig. 3.3.3.7). En ambos casos, y de forma ocasional, este tipo de cemento en mosaico ocluye por completo la porosidad cuando las cavidades en las que se encuentra tienen diámetros menores a 3-4 mm. En la mayoría de los casos, por el contrario, este cemento se restringe a una franja de cristales de espesor variable de entre 30 y 1000  $\mu\text{m}$ , dependiendo de la cavidad y de el nivel estratigráfico y facies en las que se encuentra, formada por un mosaico drúsico de cristales equicristalinos de calcita (Fig. 3.3.3.7D).

En la porosidad primaria el cemento en mosaico se encuentra tras la micrita peloidal o la calcita fibrosa, cuando están presentes, o bien puede corresponder a la primera generación de cemento que precipita en este tipo de cavidades (Fig. 3.3.3.7A; B). Cuando este cemento rellena la porosidad *growth-framework* en los corales y es adyacente a los mosaicos xenotópicos de calcita descritos en el apartado anterior, resulta muy difícil discriminar qué cristales pertenecen a uno u otro grupo, ya que, como ocurría en el Sector del Sur del Moncayo, parte de un mismo cristal puede estar relleno la porosidad primaria y parte puede contener inclusiones y ocupar la posición originalmente ocupada por el esqueleto del coral (Fig. 3.3.3.8A).

La porosidad de disolución cementada por este tipo de calcita corresponde en su gran mayoría a cavidades móldicas de corales y fósiles como gasterópodos, bivalvos y espículas de esponja, donde este cemento de calcita corresponde siempre a la primera generación (Fig. 3.3.3.7C; D). En la parte superior de la sección estratigráfica también se ha encontrado este tipo de cemento relleno cavidades de tipo *vug* y canal que, por otro lado, no son muy comunes.

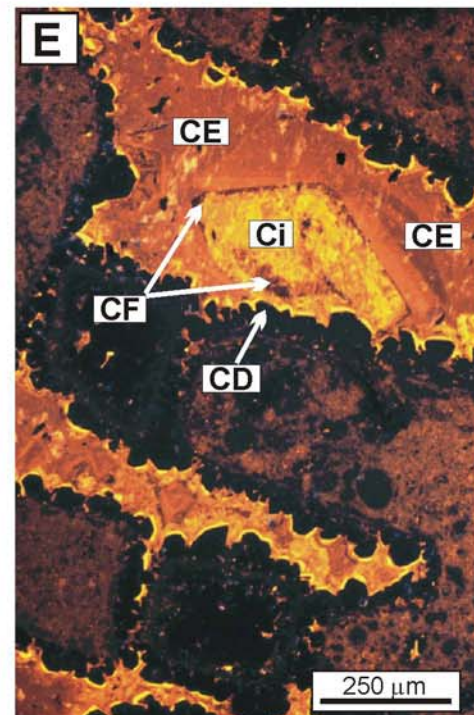
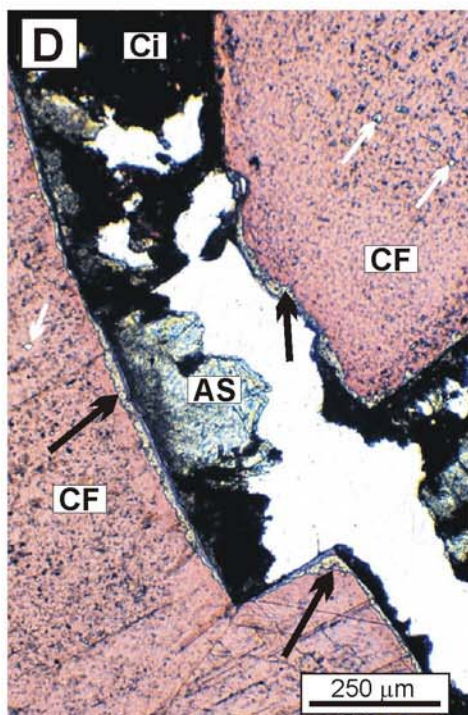
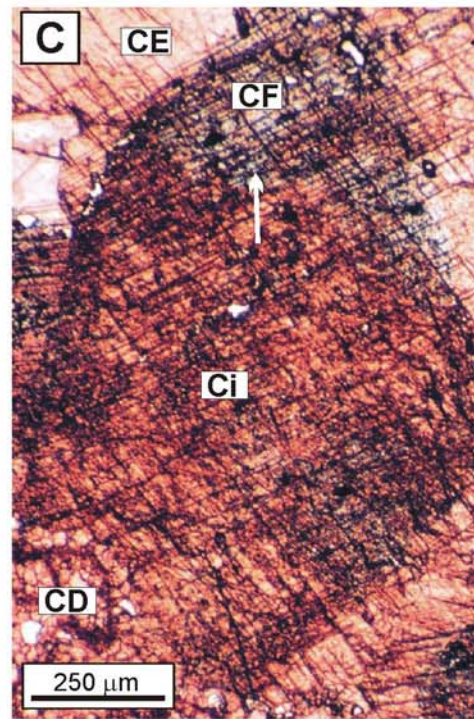
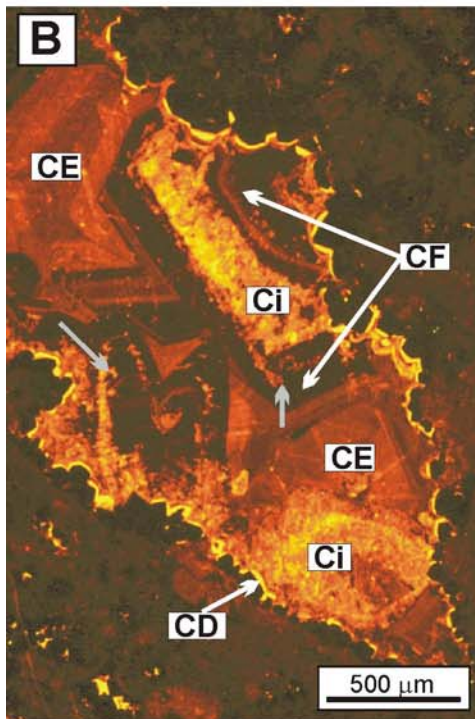
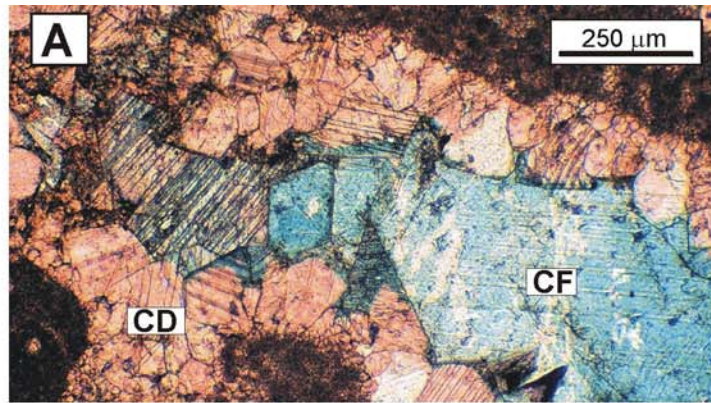
La tinción con alizarina roja S y ferricianuro potásico pone de manifiesto que este cemento en mosaico drúsico corresponde a una calcita no ferrosa, aunque en la parte final y más externa se puede apreciar una banda de crecimiento de color púrpura o púrpura-azulado de hasta 50  $\mu\text{m}$  de espesor donde la calcita presenta un mayor contenido en hierro.

También se han observado, con luz transmitida, algunas bandas de color amarillento o anaranjado de morfología euhédrica, en el interior de algunos de los cristales (Fig. 3.3.3.8A).

Con CL se observa una zonación en los cristales del cemento en mosaico drúsico que, tanto en la porosidad primaria como secundaria, nos ha permitido discriminar una única generación de cemento. Esta generación comienza en todos los casos con una banda ancha NL (en alguna ocasión con un zonado oscilatorio fino LM-NL-LM) que va seguida de un zonado oscilatorio LB-NL-LB o una franja LB amarillenta y finaliza con una banda LM

**Fig. 3.3.3.9. A.** Cemento de calcita ferrosa (CF), teñida de color azul, precipitada tras el cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita no ferrosa, de tonalidad rosada. **B.** Fotografía realizada con CL de una cavidad móldica cementada en primer lugar por calcita en mosaico drúsico (CD) NL-LB-LM y de poco espesor. Tras esta generación se observa el cemento de calcita ferrosa (CF) de morfología euhédrica, NL o LM muy oscuro. Este cemento se encuentra corroído a favor de algunas bandas de crecimiento (flechas grises), y sustituido por calcita no ferrosa rica en inclusiones (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM. Tras la calcita ferrosa se observa un cemento de calcita en mosaico equicristalino (CE) LM anaranjado. **C.** Fotografía realizada con luz transmitida en la que se observa un cristal de calcita ferrosa teñida de color púrpura-azulado corroída (flecha) y sustituida por calcita no ferrosa rica en inclusiones (Ci). La calcita ferrosa crece sobre un cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa (CD) y va seguida de un cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE). **D.** Fotografía en la que se observa el cemento de calcita ferrosa (CF) teñido de color púrpura que contiene inclusiones de anquerita (flechas blancas). Tras la calcita ferrosa se encuentra el cemento de anquerita barroca de color azul (AS) que está muy corroída y remplazada por calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci.). El contacto entre la calcita ferrosa y la anquerita corresponde a un borde de corrosión (flechas negras). **E.** Fotografía realizada en CL en la que se observa una cavidad móldica cementada en primer lugar por un mosaico drúsico de calcita (CD) de poco espesor y NL-LB-LM. Tras este cemento se encuentra un cristal escalenohédrico de calcita ferrosa (CF) de LM muy oscura que se encuentra muy corroído y sustituido por calcita rica en inclusiones (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM. Finalmente la cavidad se rellena por completo con un cemento en mosaico equicristalino de calcita (CE).







marrón-anaranjada que es, además, la que con la tinción presenta color púrpura (Fig. 3.3.3.8C). Las bandas LB y LM presentan un espesor relativamente mucho menor al que tiene la primera banda NL.

La composición elemental del cemento en mosaico drúsico varía según la luminiscencia que presenta (Fig. 3.3.3.2A). La composición elemental media de las bandas NL es:  $(\text{Ca}_{99.8}\text{Sr}_{0.004}\text{Mg}_{0.074}\text{Fe}_{0.02}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$ , la de la bandas LB es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_{0.004}\text{Mg}_{0.1}\text{Fe}_{0.01}\text{Mn}_{0.2})(\text{CO}_3)_{100}$ , y la de la última banda de LM es:  $(\text{Ca}_{99.41}\text{Sr}_{0.008}\text{Mg}_{0.36}\text{Fe}_{0.26}\text{Mn}_{0.049})(\text{CO}_3)_{100}$ . Como se puede observar, la única característica común que presentan todas las bandas son los bajos contenidos en Sr, que en todos los casos es muy bajo o se encuentra por debajo del límite de detección. El contenido en Mg es bajo en las zonas NL y LB, donde es menor de 0.3 moles%. Sin embargo la última zona de LM presenta mayores contenidos en Mg que pueden llegar a ser hasta de 0.44 moles%. El contenido en Fe es bajo en las bandas NL y LB donde es inferior a 0.1 moles%, siendo este valor de hasta 0.44 moles% en la última banda LM. Por último, el contenido en Mn es bajo en las bandas NL y LM, donde no supera los 0.05 y 0.07 moles%, respectivamente, y mayor en las zonas LB donde puede llegar a ser de hasta un 0.4 moles%.

La composición isotópica del cemento en mosaico drúsico varía entre  $-3.68$  y  $-7.32$  ‰ en C y entre  $-4.74$  y  $-5.89$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2.B). En este sentido, conviene señalar que se han observado variaciones en los resultados isotópicos de este cemento en función de la posición estratigráfica de las muestras de las que se extrajo. Así, los cementos procedentes de los tramos inferiores y medios de la columna estratigráfica, que corresponden en su totalidad a cementos precipitados en cavidades móldicas, presentan unas composiciones relativamente más pesadas en C y algo más ligeras en O que los procedentes de los tramos superiores de la Fm. Torrecilla en Cameros.

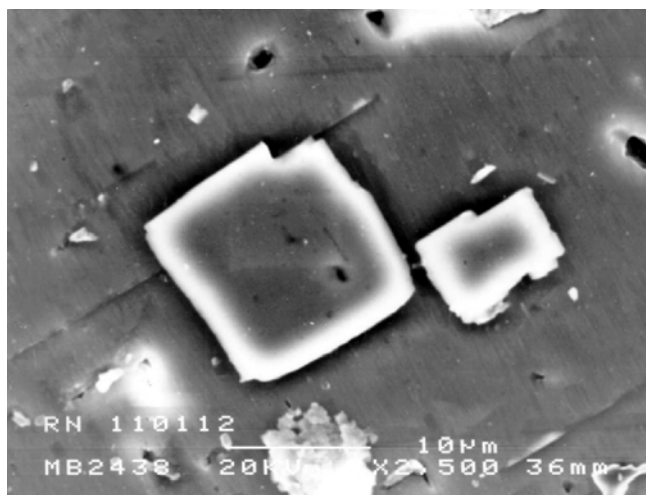
### III.3.3.A.3.c. *Cemento de calcita sintaxial*

Este cemento, desarrollado alrededor de los fragmentos de equinodermos, es poco abundante en los tramos inferiores y medios de la columna estratigráfica, donde hay gran cantidad de matriz micrítica rodeando a estos componentes y más abundante en la parte superior de la columna, en los niveles *grainstone*. Está formado por calcita no ferrosa que generalmente presenta un espesor inferior a las 300  $\mu\text{m}$ . Con CL se observa que este cemento es NL o bien presenta un zonado formado por una banda ancha NL seguida de una banda LB o LB-NL-LB y finalmente por una banda LM anaranjada (Fig. 3.3.3.8D; E).

## III.3.3.A.4. Fases diagenéticas tardías

### III.3.3.A.4.a. *Cemento de calcita ferrosa*

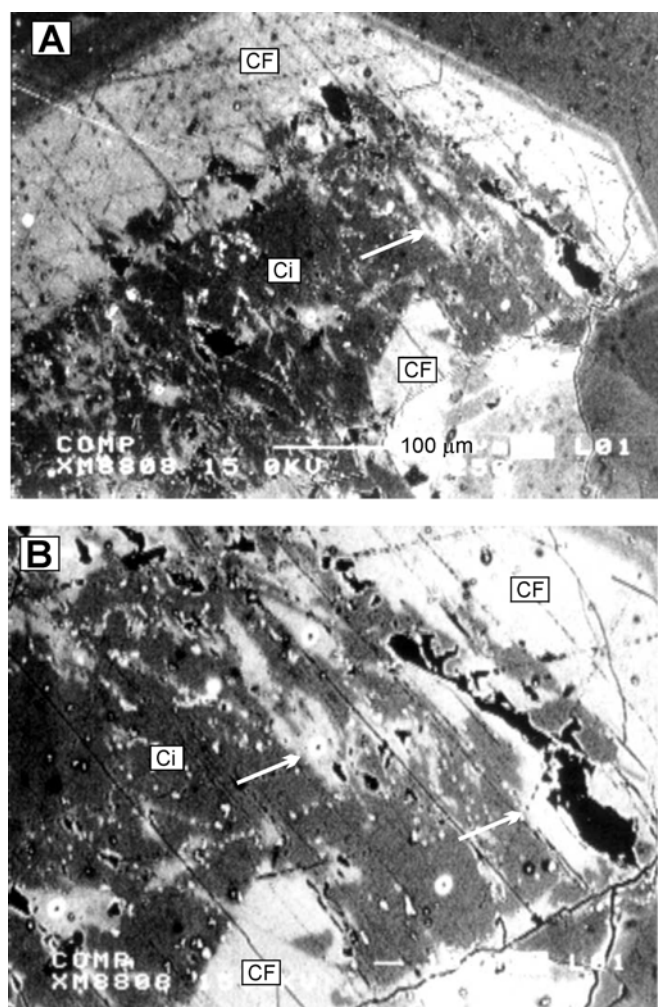
La calcita ferrosa se ha observado fundamentalmente en la porosidad móldica en los tramos medios de la columna estratigráfica, donde predominan las facies arrecifales s.s. y se encuentra tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico descrito anteriormente (Fig. 3.3.2.1). Sólo de forma ocasional se ha podido observar este cemento en los tramos oolíticos superiores. El cemento de calcita ferrosa suele precipitar en forma de cristales escalenohédricos de calcita aislados y de tamaños de hasta 4-5 mm, aunque en las cavidades menores a 6-7 mm de diámetro pueden ocluir por completo la porosidad. Este cemento de calcita ferrosa se tiñe de color azul o púrpura azulado (Fig. 3.3.3.9A) y con CL presenta LM muy oscura, o incluso NL, no zonada o con un zonado LM con bandas muy oscuras y otras algo más claras (Fig. 3.3.3.9B). En el interior de este cemento de calcita ferrosa se han observado inclusiones euhédricas o subeuhédricas de ankerita que suelen tener un diámetro no superior a las 20  $\mu\text{m}$  (Figs. 3.3.3.9D; 3.3.3.10) y que se extinguen a la vez que el cristal de calcita que las contiene. Estas inclusiones son más abundantes y de mayor tamaño cuando este cemento de calcita ferrosa va seguido del cemento de ankerita que se describirá en el apartado siguiente.



**Fig. 3.3.3.10.** Imagen obtenida con el MEB de las inclusiones euhédricas de ankerita que se encuentran en el interior de la calcita ferrosa.

La calcita ferrosa comúnmente se encuentra alterada y sustituida por calcita no ferrosa rica en inclusiones, en las zonas de contacto con la generación de calcita en mosaico drúsico previa y a favor de algunas bandas de crecimiento (Fig. 3.3.3.9B), aunque en ocasiones puede estar alterada en su mayor parte (Fig. 3.3.3.9C; E). Estas zonas

donde la calcita ferrosa está alterada están formadas por calcita no ferrosa de LB-LM heterogénea, que contiene abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro, de calcita ferrosa y en algunos casos de anquerita (Figs. 3.3.3.11) y presenta un color anaranjado en muestra de mano. En cualquier caso, el límite entre la calcita ferrosa y las zonas de alteración corresponde a un borde de corrosión de la primera de morfología muy irregular (Figs. 3.3.3.9B; C; 3.3.3.11).



**Fig. 3.3.3.11.** *A. Imagen obtenida en la microsonda electrónica en BSE en la que se observa uno de los cristales de calcita ferrosa de la Fig. 3.3.3.9B. En esta imagen se observa como la calcita ferrosa (CF), de color gris claro, está corroída y sustituida por calcita no ferrosa con abundantes inclusiones (Ci) de calcita ferrosa (flecha), con un tono más oscuro. B. Detalle del borde de corrosión entre la calcita ferrosa (CF) y la calcita rica en inclusiones (Ci) (flechas).*

La composición elemental media del cemento de calcita ferrosa, en las zonas no alteradas, es:  $(\text{Ca}_{98.1}\text{Sr}_{0.01}\text{Mg}_{0.88}\text{Fe}_{0.91}\text{Mn}_{0.016})(\text{CO}_3)_{100}$ . Las características más significativas son sus muy altos contenidos en Mg y Fe (de hasta 3.5 y 2.1 moles%,

respectivamente). En este sentido, conviene señalar que los contenidos mayores en Fe se han obtenido en las zonas de LM más oscura o NL. Los contenidos en Sr y Mn o son muy bajos o están por debajo del límite de detección (Fig. 3.3.3.2A). La composición isotópica de este cemento varía entre  $-2.03$  y  $-3.06$  ‰ en C y entre  $-7.68$  y  $-8.06$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B).

La composición elemental media de las zonas alteradas y constituidas por la calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.21}\text{Fe}_{0.07}\text{Mn}_{0.019})(\text{CO}_3)_{100}$ . La composición isotópica de estas zonas donde la calcita ferrosa está parcialmente alterada y sustituida por calcita no ferrosa rica inclusiones varía entre  $-2.77$  y  $-7.09$  ‰ en C y entre  $-5.98$  y  $-7.10$  ‰ en O.

Las inclusiones de calcita ferrosa que se encuentran en el interior de las zonas alteradas presentan una composición elemental media similar a la de la calcita ferrosa en las zonas no alteradas de:  $(\text{Ca}_{97.6}\text{Sr}_{0.03}\text{Mg}_{0.71}\text{Fe}_{1.58}\text{Mn}_{0.008})(\text{CO}_3)_{100}$ .

La composición elemental media de las inclusiones de anquerita observadas en el interior tanto de la calcita ferrosa como de las zonas alteradas formadas por calcita no ferrosa rica en inclusiones es  $(\text{Ca}_{54.4}\text{Mg}_{29.1}\text{Fe}_{16.39}\text{Mn}_{0.04}\text{Sr}_{0.009})(\text{CO}_3)_{100}$  (Fig. 3.3.3.2A) y su relación Mg/Ca de 0.53.

### **III.3.3.A.4.b. Cemento de anquerita barroca**

El cemento de anquerita se ha observado, exclusivamente, en una muestra recogida en el tramo 9 de la columna estratigráfica, por debajo de la fractura que le separa del siguiente tramo (Fig. 3.3.2.1). Presenta un hábito barroco o *saddle* es NL y se tiñe de color azul. Este cemento se encuentra tras la calcita ferrosa descrita en el apartado anterior que, en la zona de contacto con la anquerita, se encuentra corroída (Fig. 3.3.3.9D). Asimismo en estas zonas de contacto la dolomita contiene inclusiones de calcita ferrosa.

Una característica asociada al cemento de anquerita es que presenta una gran alteración. Estas zonas de alteración, de color anaranjado en muestra de mano, están formadas por calcita no ferrosa con gran cantidad de inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro (Fig. 3.3.3.9D) que presenta una luminiscencia heterogénea LB-LM amarillo-anaranjada.

La composición media de la anquerita, en las zonas no alteradas, es:  $(\text{Ca}_{52.7}\text{Mg}_{30.4}\text{Fe}_{16.7}\text{Sr}_{0.02}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$  y sus características geoquímicas más relevantes son los altos y constantes contenidos en Fe (de 16.2 a 17.4

moles%), y los bajos contenidos en Mn y Sr. Los contenidos en Ca y Mg varían entre 52 y 54 moles% y entre 28 y 31 moles%, respectivamente, siendo la relación Mg/Ca media de 0.57. Esta composición elemental es muy similar a la de las inclusiones de anquerita que se encuentran en el cemento de calcita ferrosa (Fig. 3.3.3.2A).

La composición isotópica del cemento de anquerita es de  $-2.48\text{‰}$  en C y  $-4.78\text{‰}$  en O (Fig. 3.3.3.2B).

### **III.3.3.A.4.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino**

Este cemento se ha observado tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico, o bien tras el de calcita ferrosa, en las cavidades móldicas, principalmente, desarrolladas en las facies arrecifales s.s. de la parte media de la columna estratigráfica.

El cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino, que suele crecer epitaxialmente sobre la generación de calcita ferrosa previa, está formado por cristales generalmente milimétricos de calcita no ferrosa y LM anaranjada no zonada o con un zonado LM alternante más y menos claro y suele ocluir por completo la porosidad remanente (Fig. 3.3.3.9B; E).

En la zona de contacto con las generaciones sobre las que se desarrolla, este cemento puede contener inclusiones de caolín vermicular que presenta los bordes corroídos.

La composición media elemental del la calcita no ferrosa en mosaico equicristalino es:  $(\text{Ca}_{99.2}\text{Sr}_{0.014}\text{Mg}_{0.7}\text{Fe}_{0.043}\text{Mn}_{0.012})(\text{CO}_3)_{100}$ . Sus

características más destacables son el alto contenido relativo en Mg (de 0.4 a 0.8 moles%) y los bajos contenidos en el resto de los elementos (Fig. 3.3.3.2A). Su composición isotópica es bastante constante, variando entre  $-2.60$  y  $-2.84$  ‰ en C y entre  $-5.69$  y  $-5.97$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B).

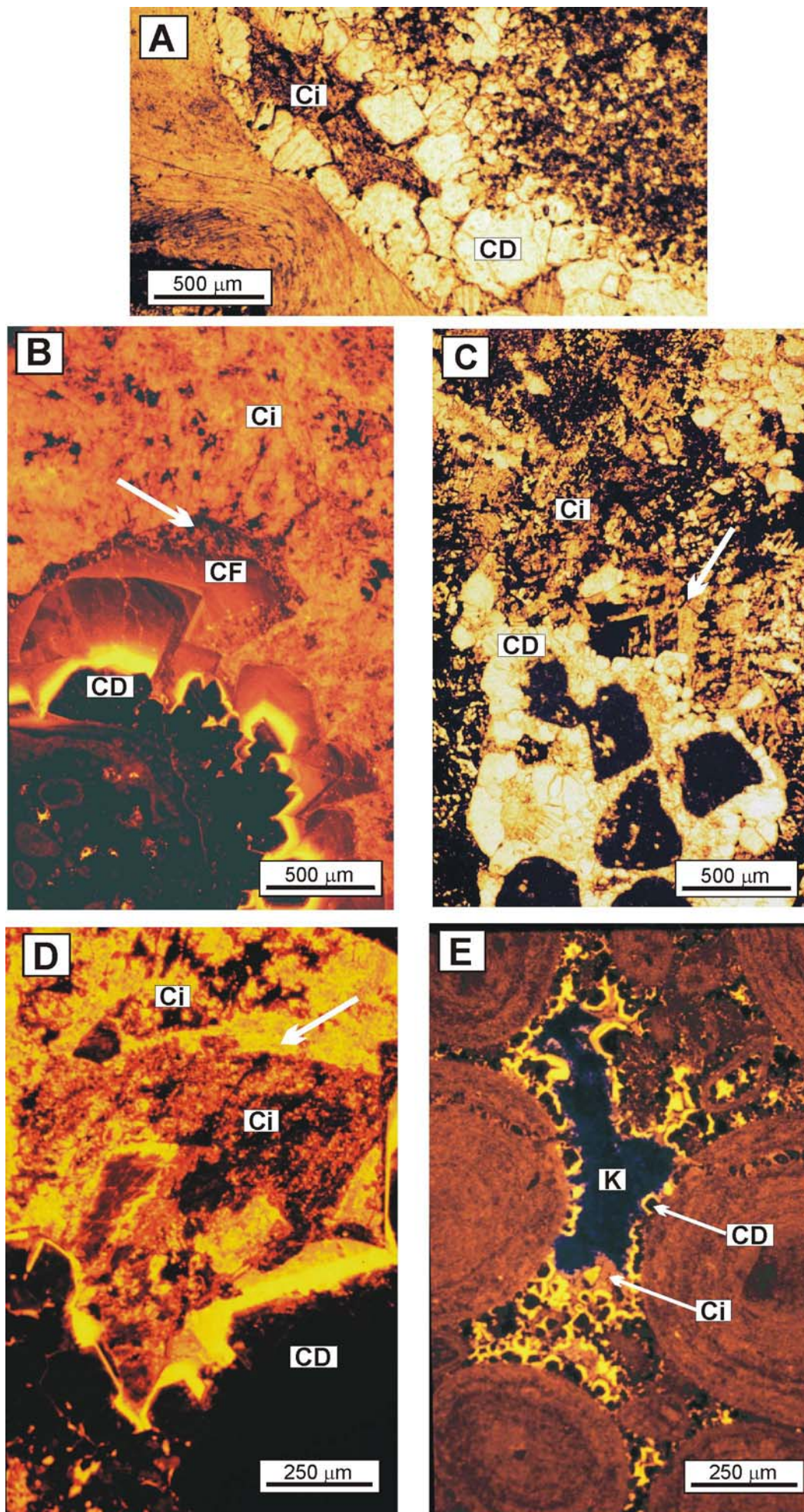
### **III.3.3.A.4.d. Mosaicos blocky de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones**

Esta calcita, de color anaranjado en muestra de mano, está formada por un mosaico de cristales de calcita no ferrosa de tamaño hasta milimétrico y de luminiscencia LB-LM heterogénea de color amarillo-anaranjado (Fig. 3.3.3.7D; 3.3.3.8B; C). Estos mosaicos suelen rellenar por completo la porosidad y que contienen abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro que se distribuyen, sobre todo, a favor de los planos de exfoliación de los cristales de calcita.

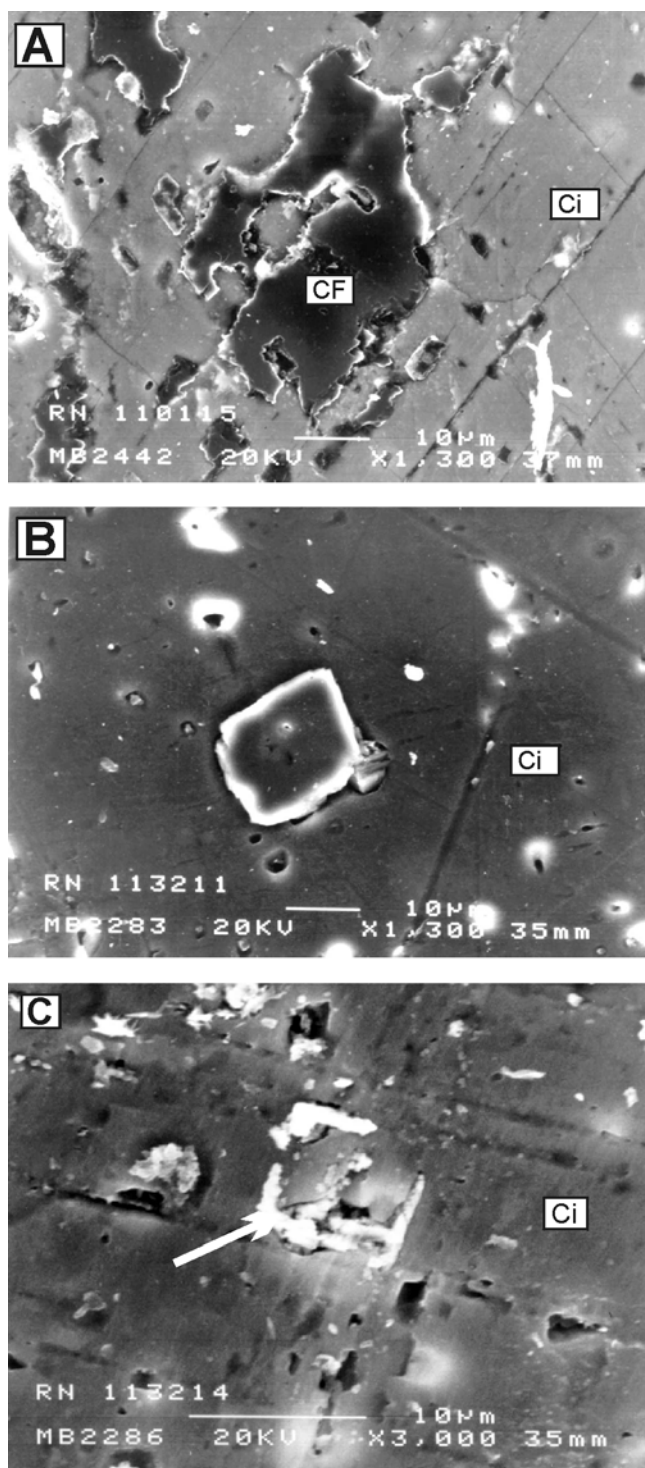
En los tramos intermedios de la columna estratigráfica, constituidos por las facies arrecifales s.s., estos mosaicos se encuentran en la porosidad móldica tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (Fig. 3.3.3.7D; 3.3.3.8C; 3.3.3.12A) y, además de óxidos/hidróxidos de hierro, pueden contener inclusiones de calcita ferrosa y anquerita (Fig. 3.3.3.13). La composición elemental media de estos mosaicos de calcita rica en inclusiones es:  $(\text{Ca}_{98.7}\text{Sr}_{0.004}\text{Mg}_{0.41}\text{Fe}_{0.8}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$  y su composición isotópica varía entre  $-2.76$  y  $-5.77$  ‰ en C y entre  $-6.30$  y  $-7.24$  ‰ en O. El alto contenido en Fe de los análisis elementales contrasta con el hecho de que estos mosaicos estén formados por calcita no ferrosa, por lo que creemos que estos

**Fig. 3.3.3.12. A.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una cavidad intergranular cementada en primer lugar por un cemento en mosaico drúsico de calcita (CD), seguido de un mosaico de calcita con abundantes inclusiones óxidos/hidróxidos de Fe (Ci). **B.** Fotografía realizada con CL de una cavidad de disolución cementada en primer lugar por calcita NL-LB-LM en mosaico drúsico (CD), seguida de un cemento de calcita ferrosa (CF), poco desarrollado y LM oscuro. Tras una superficie de corrosión (flecha) la calcita ferrosa va seguida de un mosaico de calcita muy rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM. **C.** Fotografía realizada con luz transmitida de una cavidad móldica cementada en primer lugar por calcita en mosaico drúsico (CD). A continuación se observa un mosaico de calcita muy rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Ci) en el que se observan zonas, de aspecto euhédrico, con mayor y menor cantidad de inclusiones (flecha). **D.** Fotografía realizada con CL de una cavidad de disolución cementada en primer lugar por calcita NL-LB en mosaico drúsico (CD) seguida de un mosaico de calcita muy rico en inclusiones (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM. En este caso se observa una zona de LM predominante y otra posterior de LB cuyo límite presenta una morfología euhédrica con los bordes algo curvados. **E.** Fotografía realizada con CL de una cavidad intergranular cementada en primer lugar por calcita NL-LB-LM en mosaico drúsico (CD) de poco espesor seguida de un mosaico de calcita con abundantes inclusiones (Ci). Tras una superficie de corrosión que afecta sobre todo a la Ci se observa un cemento de caolín (K) de luminiscencia azulada y que se dispone sobre los componentes deposicionales, CD y Ci.





valores tan altos se deben a la contaminación de los mismos por las inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.



**Fig. 3.3.3.13.** Imágenes obtenidas con el MEB en los mosaicos blocky de calcita rica en inclusiones (Ci). **A.** Inclusión de calcita ferroso (CF). **B.** Inclusión de ankerita. **C.** Inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se disponen a favor de una superficie rómbica (flecha), lo que sugiere que proceden del remplazamiento de una inclusión de ankerita (comparar con B).

En los tramos superiores, oolíticos fundamentalmente, estos mosaicos se observan en la porosidad intergranular, móldica y de tipo *vug*, tras el cemento de calcita en mosaico drúsico o bien, tras el cemento de calcita ferroso (Fig. 3.3.3.8B; 3.3.3.12B; C; D). En este caso, estos mosaicos presentan una mayor abundancia relativa de inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro respecto a los observados en los tramos medios de la columna y además suelen tener extinción ondulante. Incluso, en algunos casos es posible observar bandas con mayor y menor contenido en inclusiones de morfología euhédrica y con los bordes algo curvados (Fig. 3.3.3.12C; D). La composición elemental media de estos mosaicos con mayor abundancia de inclusiones es:  $(\text{Ca}_{93.9}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.48}\text{Fe}_{5.02}\text{Mn}_{0.09})(\text{CO}_3)_{100}$ , y su composición isotópica varía entre  $-3.55$  y  $-8.27$  ‰ en C y entre  $-6.99$  y  $-7.29$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2). Como en el caso anterior, los altos contenidos en Fe de estas calcitas se deben probablemente a la contaminación de los análisis por los óxidos/hidróxidos de Fe.

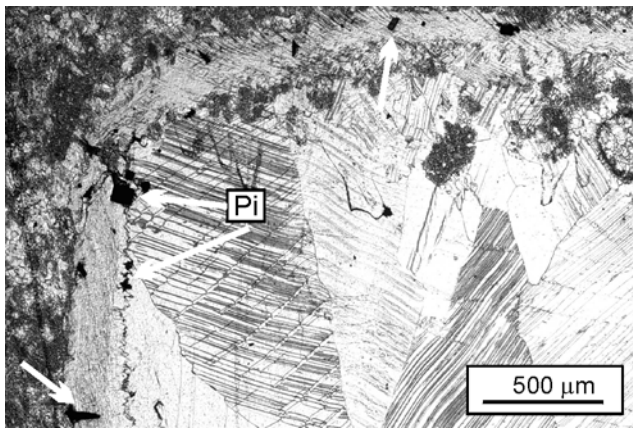
#### III.3.3.A.4.e. Caolín

El caolín, que presenta una CL de color azul oscuro, se ha observado en forma de agregados vermiculares, no superiores a la  $10\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro y dispuestos en cualquier orientación del espacio, rellenando esporádicamente algunas cavidades intergranulares y móldicas de la parte superior de la columna estratigráfica. Este cemento se dispone tras el cemento de calcita no ferroso en mosaico drúsico, tras la calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que, en la zona de contacto, suele presentar los bordes muy corroídos, o directamente sobre los componentes deposicionales (Fig. 3.3.3.12E). El análisis realizado con el EDS acoplado al MEB muestra únicamente la presencia de Al y Si en su composición.

#### III.3.3.A.5. Pseudomorfos de pirita

Los pseudomorfos de pirita se han observado entre la matriz micrítica de la roca, en la porosidad intragranular de algunos fósiles (posteriormente rellena por micrita o cementada), e incluso en el interior de las conchas de algunos fósiles como los braquiópodos terebratulidos (Fig. 3.3.3.14). Estos pseudomorfos suelen tener hábito cúbico o pueden presentar una morfología irregular y actualmente están constituidos por óxidos/hidróxidos de Fe. El diámetro de los pseudomorfos en cualquiera de los casos no suele superar las  $100\text{ }\mu\text{m}$ .





**Fig. 3.3.3.14.** Pseudomorfos de pirita (Pi) en el interior de la concha de un braquiópodo terebratúlido.

### III.3.3.A.6. Cuarzo autigénico

Se ha observado cuarzo autigénico en forma de esferulitos de cuarzo fibroso y crecimientos sintaxiales de megacuarzo (*sensu* Hesse, 1990b).

El cuarzo fibroso se ha observado exclusivamente y de manera ocasional en el interior del esqueleto de algunos serpúlidos en forma de agregados de cristales fibroso-radiados de cuarzo de hasta 200 μm de diámetro que presentan extinción ondulante y texturas relictas de la microestructura del serpúlido sobre el que se desarrollan. La morfología externa de estos agregados es subcircular y su borde es irregular o serrado (Fig. 3.3.3.15A).

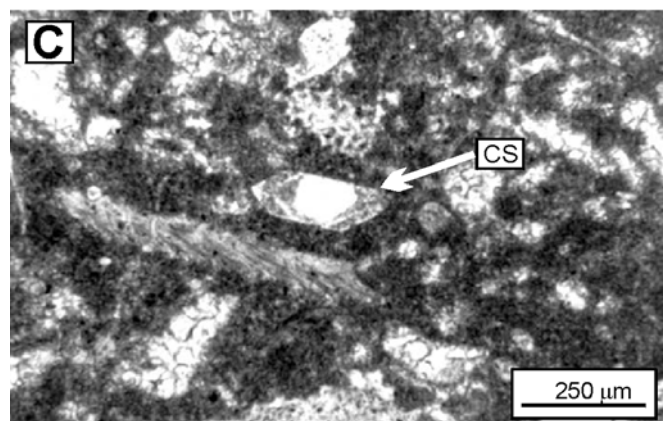
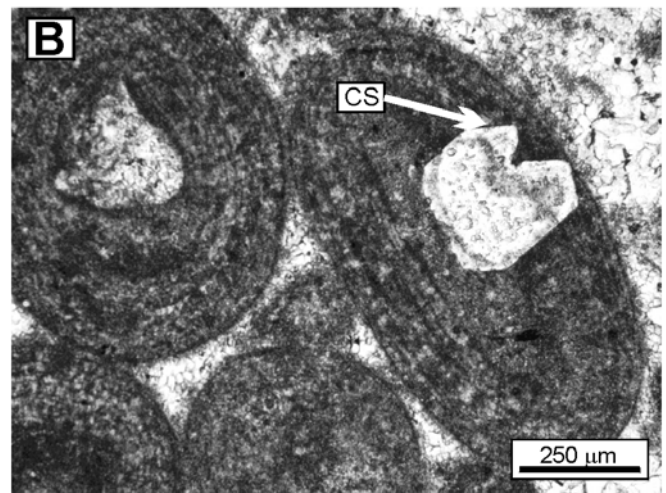
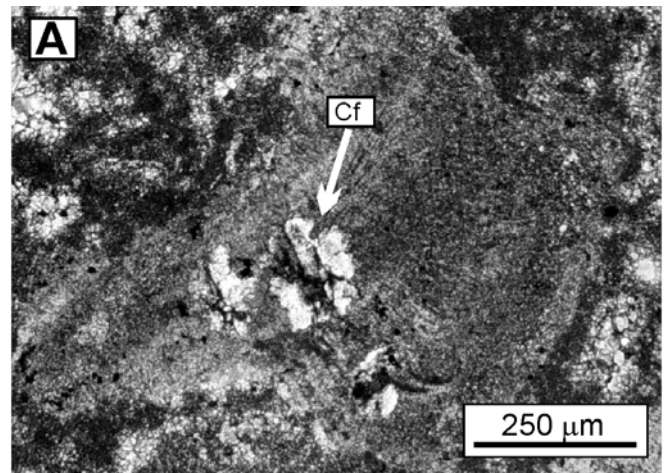
Los cristales de megacuarzo se han observado en forma de crecimientos sintaxiales alrededor de los granos de cuarzo, comúnmente de tamaño arena fina o limo, que se encuentran dispersos en el interior de la matriz micrítica de la roca, o bien en el núcleo de los oolitos. Suelen presentar un espesor no superior a 100 μm, presentan bordes euhédricos y suelen contener en determinadas bandas abundantes inclusiones del carbonato que les rodea, lo que les da en ocasiones un aspecto zonado (Fig. 3.3.3.15B;C).

### III.3.3.A.7. Fracturas

En el Sector de Soria hemos podido distinguir tres familias principales de fracturas (fracturas de Tipo 1, Tipo 2 y Tipo 3) que se diferencian entre sí tanto por el tipo de carbonato que las rellena como por su relación temporal relativa con el desarrollo de los estilolitos:

Las fracturas de *Tipo 1* presentan una orientación generalmente perpendicular a la estratificación, pueden tener hasta varios milímetros de espesor y están cortadas por los estilolitos tanto paralelos como

transversales a la estratificación. El relleno de las mismas consiste en un mosaico de calcita no ferrosa que presenta abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y un color anaranjado en



**Fig. 3.3.3.15.** A. Fotografía realizada con luz polarizada de la concha de un serpúlido que presenta en su interior esferulitos de cuarzo fibroso (Cf) que presenta extinción ondulante. B. Crecimientos sintaxiales de cuarzo (CS) a partir de un grano de cuarzo en el interior de un oolito. C. Crecimiento sintaxial (CS) sobre un grano de cuarzo rodeado de matriz micrítica.

muestra de mano. Estas fracturas afectan a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos y su relleno, tanto en muestra de mano como al microscopio de luz transmitida y CL, es indistinguible de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones descritos en el apartado III.3.3.A.4.d, donde estas fracturas finalizan (Figs. 3.3.3.16A). La composición isotópica de la calcita que rellena estas fracturas varía entre  $-2.64$  y  $-7.47$  ‰ en C y entre  $-7.30$  y  $-8.44$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B).

En algunas de la fracturas de mayor espesor la calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe se encuentra fracturada y va seguida de otra generación de calcita no ferrosa y LM, de aspecto lechoso en muestra de mano, que presenta una composición isotópica de entre  $-0.17$  y  $-0.98$  ‰ en C y  $-5.02$  y  $-6.75$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B). En este caso, la primera generación de calcita no ferrosa y con abundantes inclusiones se encuentra fracturada o brechificada en el contacto con la segunda generación

Las fracturas de *Tipo 2* suelen presentar una orientación oblicua a la estratificación, pueden llegar a tener hasta 2-3 cm de espesor y longitud métrica y están cortadas por los estilolitos transversales. Estas fracturas afectan a todos los carbonatos diagenéticos desde los muy tempranos a los tardíos (Figs. 3.3.3.16B). El aspecto en muestra de mano de la calcita que rellena estas fracturas es de color blanco lechoso o transparente y al microscopio corresponde a un mosaico de cristales de calcita prismática no ferrosa y LM no zonada o ligeramente zonada de color de marrón-anaranjado. La composición isotópica de la calcita que rellena estas fracturas varía entre  $-1.67$  y  $-5.23$  ‰ en C y entre  $-11.82$  y  $-14.67$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B).

Asimismo en el interior de alguna de estas fracturas, y tras el cemento que las rellena, se ha podido observar un sedimento interno laminado y en posición geopetal formado por cristales de calcita LM. La composición isotópica de este sedimento interno es de  $-1.81$  ‰ en C y  $-11.58$  ‰ en O.

Las fracturas de *Tipo 3* son escasas, presentan una orientación vertical u oblicua a la estratificación, suelen tener un espesor no superior a las 300  $\mu\text{m}$  de diámetro y afectan a todos los carbonatos diagenéticos, a las fracturas de Tipo 1 y de Tipo 2, a los estilolitos paralelos a la estratificación y en alguna ocasión a los transversales. El relleno de estas fracturas es un cemento de calcita no ferrosa y NL, o en alguna ocasión puede presentar un zonado NL primero, seguido de una banda LB y finalmente una banda LM (Fig. 3.3.3.16C). La composición isotópica de esta calcita es de  $-2.85$  ‰ en C y de  $-7.43$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B).

### III.3.3.A.8. Estilolitos

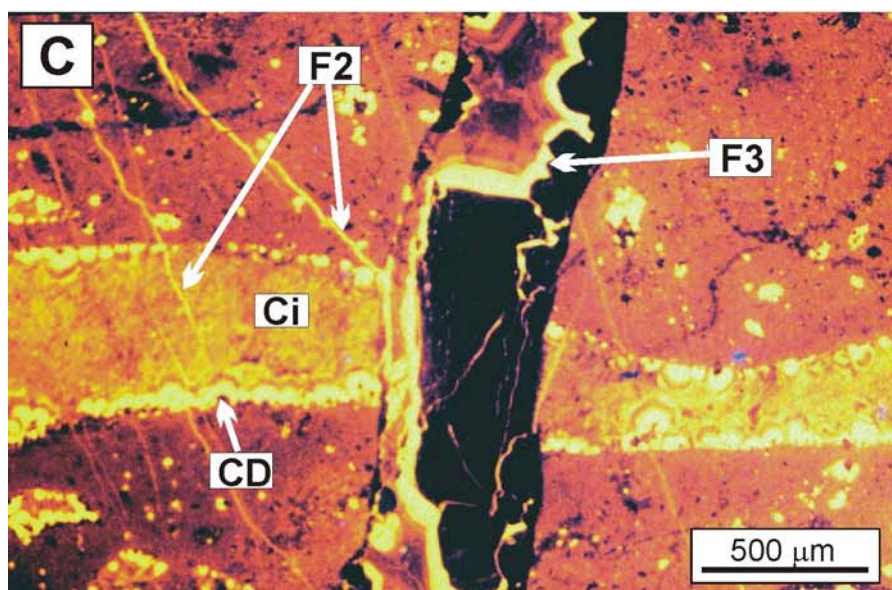
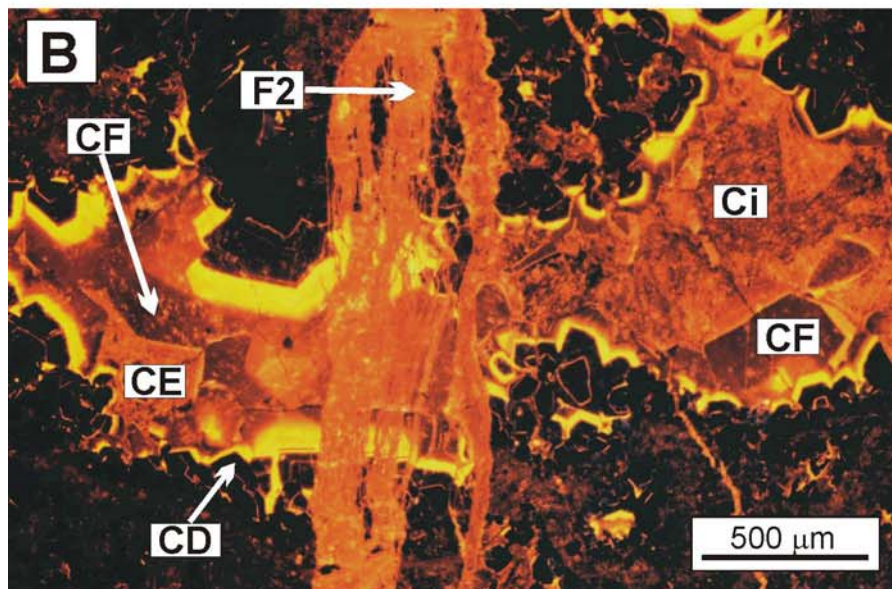
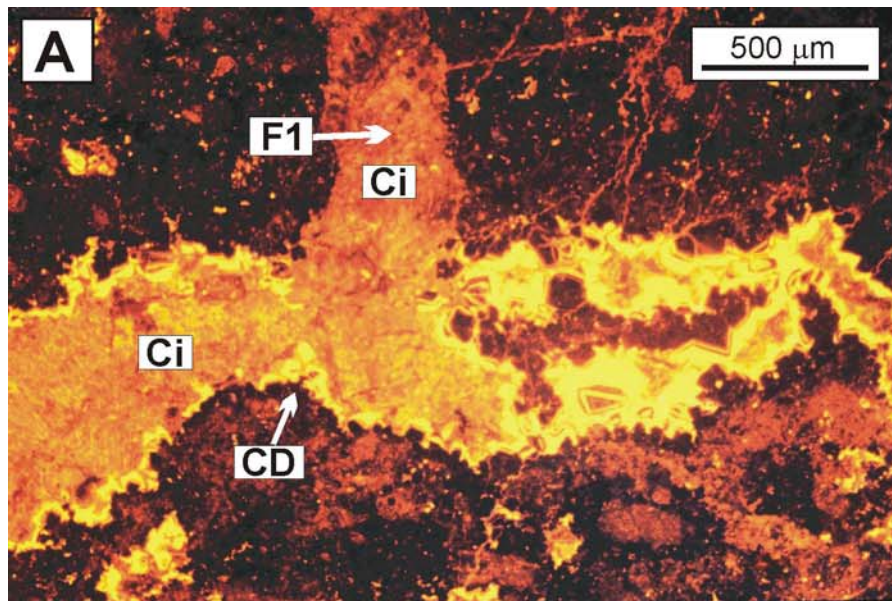
En esta sección estratigráfica los estilolitos se han observado tanto a escala macroscópica como microscópica. Estas estructuras corresponden a juntas simples y suturadas (*sensu* Choquette y James, 1990), que se disponen paralelamente y transversalmente a la estratificación.

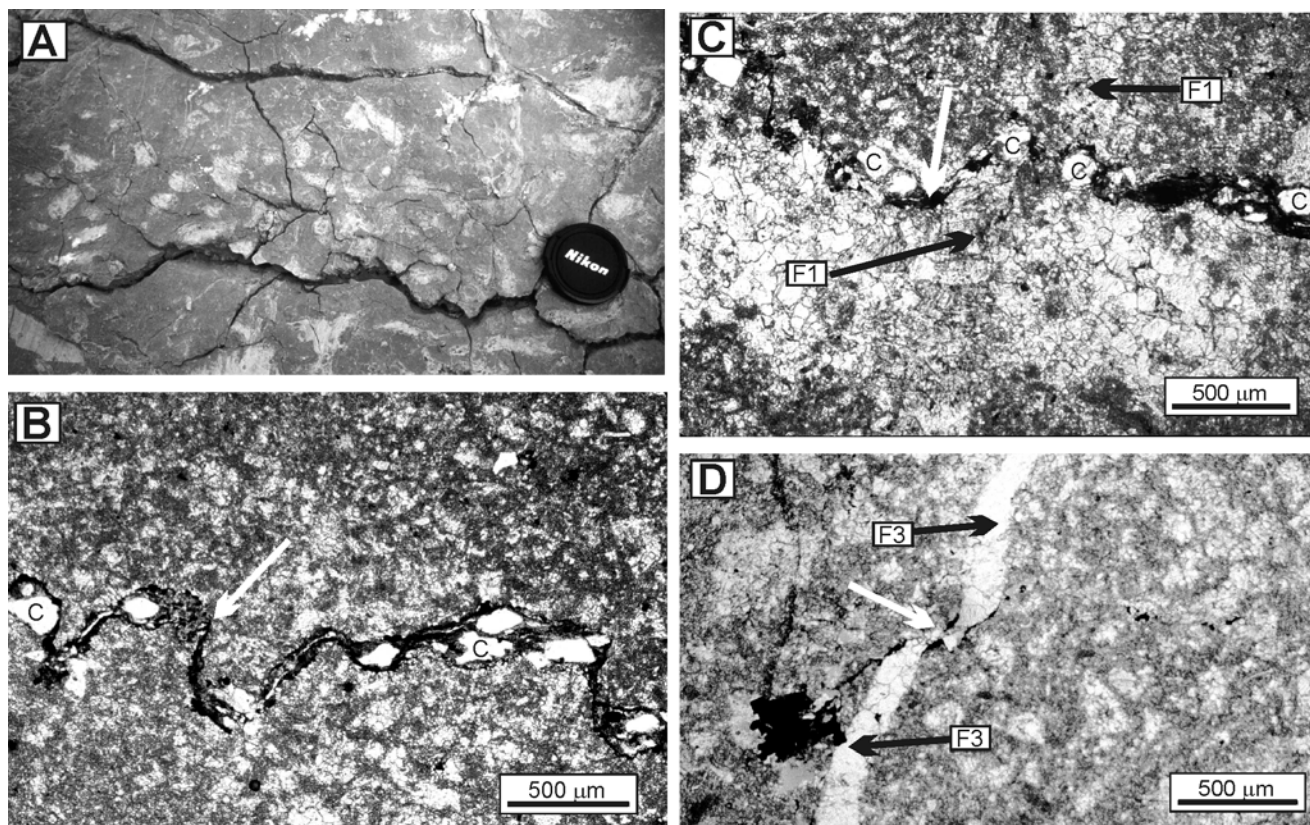
Los estilolitos paralelos a la estratificación, observables a escala macroscópica (Fig. 3.3.3.17A), afectan a los componentes deposicionales, a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos, al cemento de calcita ferrosa, a los mosaicos ricos en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y a las fracturas de Tipo 1 (Fig. 3.3.3.17B; C). Estos estilolitos no suelen afectar a las colonias de coral, a las que suelen rodear, y a lo largo de ellos se observan acumulaciones de granos de cuarzo y abundante residuo insoluble (Fig. 3.3.3.17B; C)

Los estilolitos transversales a la estratificación, observables fundamentalmente a escala microscópica, presentan una morfología menos serrada y afectan a los mismos carbonatos que los estilolitos paralelos a la estratificación y además a las fracturas de Tipo 2 y en algunas ocasiones a las de Tipo 3 (Fig. 3.3.3.17D). Estos estilolitos, por otro lado, suelen tener un acumulación menor de residuo insoluble y de granos de cuarzo.

**Fig. 3.3.3.16.** **A.** Fractura de Tipo 1 (F1) rellena de calcita LM que afecta al cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita NL-LB. El relleno de estas fracturas es un mosaico de calcita rica en inclusiones (Ci) de luminiscencia heterogénea LB-LM indistinguible de los mosaicos de calcita que rellenan el resto de la porosidad (Ci). **B.** Fractura de Tipo 2 (F2) que afecta al cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita NL-LB-LM, a la calcita ferrosa (CF), a la calcita no ferrosa rica en inclusiones (Ci) y presumiblemente a la calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE). **C.** Fractura de Tipo 3 (F3) que afecta al cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita NL-LB, a la calcita rica en inclusiones (Ci) y a la fracturas de Tipo 2 (F2). El relleno de la F3 es un cemento de calcita NL-LB-LM.







**Fig. 3.3.3.17.** *A. Aspecto de campo de los estilolitos paralelos a la estratificación. B. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de un estilolito paralelo a la estratificación (flecha) donde se han acumulado abundantes granos de cuarzo (C). C. Estilolito paralelo a la estratificación (flecha blanca) que afecta a una fractura de Tipo 1 (F1). D. Estilolito transversal (flecha blanca) que afecta a una fractura de tipo 3 (F3).*

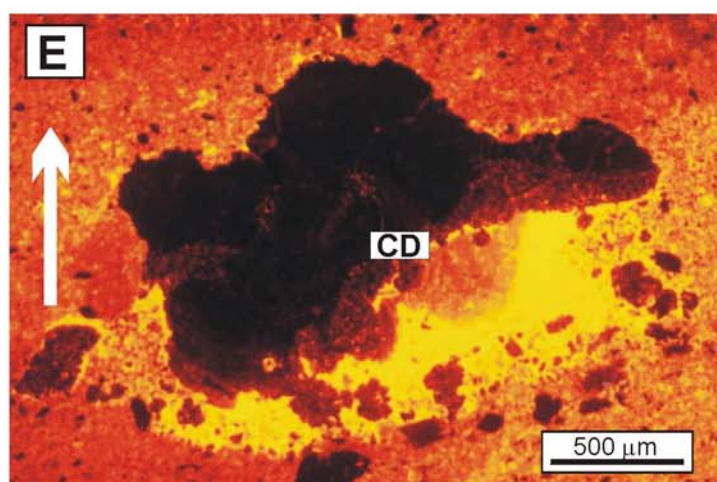
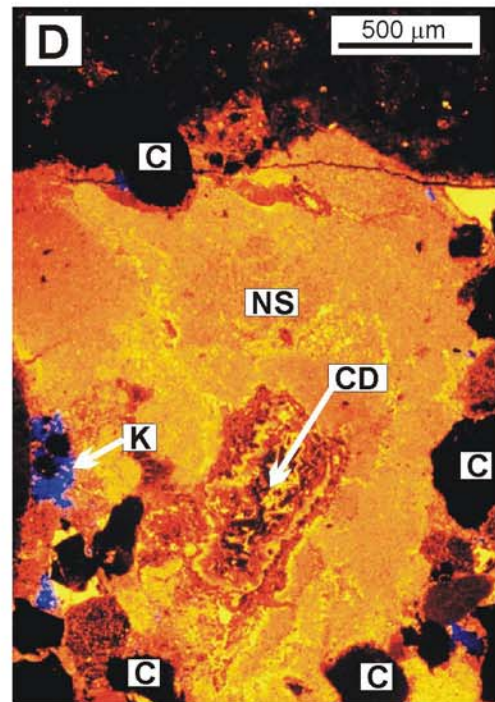
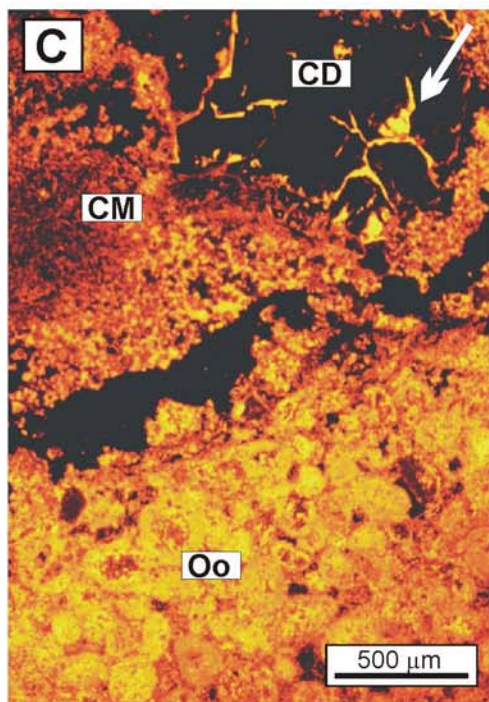
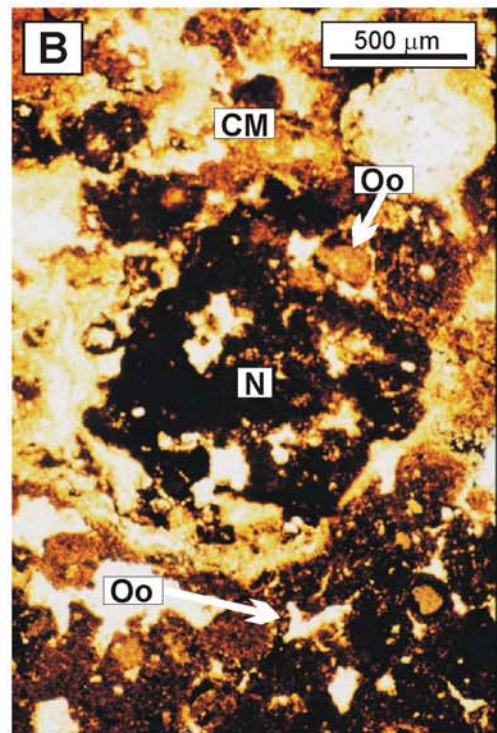
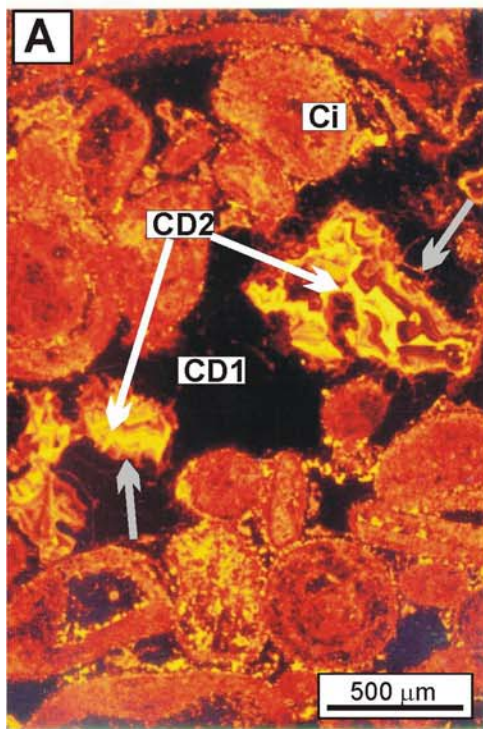
### III.3.3.B.Descripción petrográfica y geoquímica del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros

Como se explicó en el capítulo de estratigrafía y sedimentología, los depósitos de la unidad arrecifal situados en el último metro de la sección estratigráfica presentan una intensa alteración y sobre ellos se desarrolla una costra ferruginosa que puede tener espesor decimétrico y que constituye el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros (Fig. 3.3.2.44).

Estos depósitos están constituidos por *packstone* y *grainstone* oolíticos que pueden presentar una intensa ferruginización. En los *grainstone* la porosidad intergranular puede estar cementada en primer lugar por una franja isopaca de no más de 10 μm de espesor formada por calcita fibrosa o columnar no ferrosa y NL seguida de un cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa, que también se ha podido observar en la porosidad móldica del núcleo de algunos oolitos y en cavidades de tipo *vug* y canal. Cuando se aplica la CL se observa que este cemento

**Fig. 3.3.3.18.** *A. Fotografía realizada con CL en una muestra del techo de la Fm. arrecifal de Torrecilla en Cameros en la que se aprecia un cemento de calcita en mosaico drúsico NL (CD1). Tras una superficie de corrosión (flecha gris), este cemento va seguido de una segunda generación de cemento en mosaico drúsico (CD2) de luminiscencia zonada LB-LM-LB. B. Calizas micríticas (CM), nodulizadas (N) y ferruginizadas, desarrolladas en el techo de la unidad arrecifal. Estas calizas engloban y se ponen en contacto, mediante un borde irregular, con las calizas oolíticas (Oo). C. Fotografía realizada con CL de las calizas micríticas (CM) que se ponen en contacto con las calizas oolíticas (Oo) en el techo de la Fm. arrecifal. La porosidad de las calizas micríticas está rellena de un cemento en mosaico drúsico de calcita (CD) no luminiscente en primer lugar y, tras una superficie de corrosión, presenta luminiscencia brillante (flecha). D. Fotografía realizada con CL de los depósitos conglomeráticos de canal de la base de la Afm. Ágreda. En este caso el canto mayor corresponde a un nódulo micrítico y septarizado (NS) cuya porosidad está rellena por un cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita zonada LB-NL-LB. Alrededor de este canto se observan granos de cuarzo NL (C) y caolín (K) que presenta una luminiscencia azulada. E. Fotografía realizada con CL de la porosidad fenestral desarrollada en las calizas palustres de la Afm. Ágreda. La porosidad está cementada por un mosaico drúsico (CD) de calcita NL-LB en posición gravitacional (la flecha indica el techo de la unidad).*





en mosaico drúsico presenta una primera generación de calcita NL que puede rellenar por completo la porosidad. Sin embargo, en muchos casos y tras una superficie de corrosión, esta generación va seguida de una generación que presenta en primer lugar, y sólo en algunas ocasiones, un zonado NL-LB seguido de una franja LB y finalmente de otra LM marrón-anaranjada y algo ferrosa (Fig. 3.3.3.18A). La composición isotópica de estos cementos en mosaico es de  $-5.10$  a  $-7.12$  ‰ en C y de  $-4.15$  a  $-5.10$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.2B). Conviene señalar que, en este caso, y debido al pequeño espesor de cada una de las generaciones de cemento pre- y postcorrosión, estos análisis pueden reflejar en algunos casos la composición isotópica conjunta de ambas generaciones.

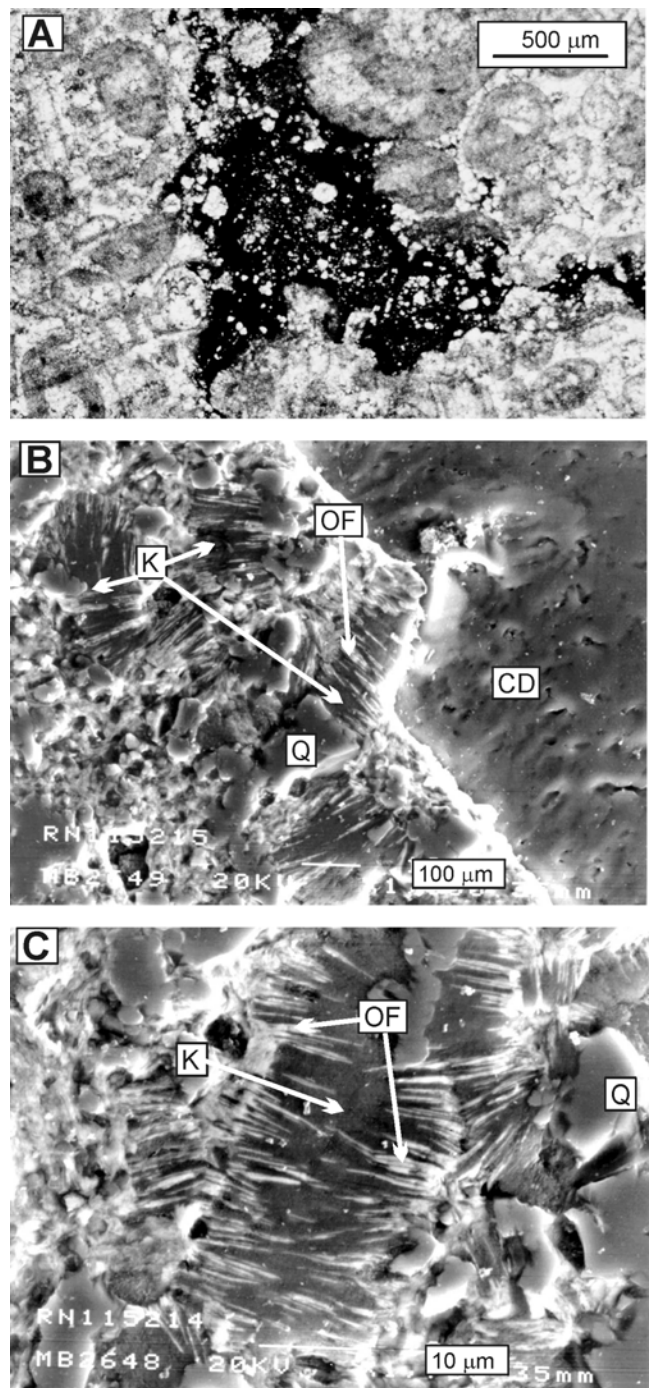
Cuando este cemento en mosaico no rellena por completo la porosidad se han observado agregados vermiculares de caolín, óxidos/hidróxidos de Fe y cuarzo, tras una superficie de corrosión. El caolín y los óxidos/hidróxidos de Fe también se han observado en algunas cavidades de disolución tipo *vug* y canal que afectan a los componentes deposicionales y al cemento de calcita en mosaico drúsico (Fig. 3.3.3.19A). Con el MEB se observa que los agregados vermiculares de caolín se sitúan alrededor de los granos de cuarzo y en algunos casos los engloban (Fig. 3.3.3.19B; C). Los óxidos/hidróxidos de Fe, por su parte, también se sitúan entre los granos de cuarzo y entre los cristallitos de caolín que forman los vermiculos (Fig. 3.3.3.19B; C).

En la porosidad de tipo *vug* y canal de mayor diámetro (hasta 6-7 mm) y longitud, tras el caolín y los óxidos/hidróxidos de Fe, se encuentran mosaicos *blocky* de calcita no ferrosa de LB heterogénea y con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, similares a los observados en el resto de la unidad arrecifal.

En esta zona del techo las calizas oolíticas, en ocasiones, se ponen en contacto con unos depósitos de calizas micríticas, de espesor centimétrico a decimétrico. El límite entre ambas es muy irregular y es común que cerca de la zona de contacto las calizas micríticas engloben a algunos oolitos de forma aislada (Fig. 3.3.3.18B).

Estas calizas micríticas tienen LM anaranjada y suelen estar nodulizadas (Fig. 3.3.3.18B). Estos nódulos, también LM, suelen estar ferruginizados y, en ocasiones, septarizados. Estas septarias, así como el resto de la porosidad de estas calizas micríticas, están rellenas por un cemento de calcita en mosaico drúsico no ferrosa. Este cemento es NL y puede ir

seguido, tras una superficie de corrosión, por una franja LB (Fig. 3.3.3.18C).



**Fig. 3.3.3.19.** A. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en el que se observa una cavidad de tipo *vug*, que afecta a las calizas oolíticas. Esta cavidad está rellena por óxidos/hidróxidos de Fe, cuarzo y caolín. B. Imagen obtenida con el MEB de una cavidad cementada en primer lugar por calcita en mosaico drúsico (CD). La cavidad se rellenó posteriormente por granos de cuarzo (Q), caolín vermicular (K) y óxidos/hidróxidos de Fe (OF). C. Detalle de la imagen anterior en la que se observa cómo los óxido/hidróxidos de Fe (OF), de color gris claro se encuentran generalmente entre los cristales que forman los vermiculos del caolín (K).



Como ocurría en las calizas oolíticas descritas previamente, cuando este cemento en mosaico no rellena por completo la porosidad se han observado además, tras una superficie de corrosión, agregados vermiculares de caolín y óxidos/hidróxidos de Fe, que también son los únicos cementos presentes en algunas cavidades de disolución tipo *vug* y canal que afectan a estas calizas micríticas.

La composición isotópica de la matriz micrítica de estas calizas es de  $-7.00$  y  $-7.19$  ‰ en C y de  $-4.90$  y  $-5.04$  ‰ en O, respectivamente (Fig. 3.3.3.2B).

Con respecto a la costra ferruginosa, que constituye el techo de la unidad arrecifal (Fig. 3.3.2.44), su análisis con difracción de RX revela que está constituida por hematites en su totalidad.

### III.3.3.C. Descripción petrográfica y geoquímica de los carbonatos de la Afm. Ágreda

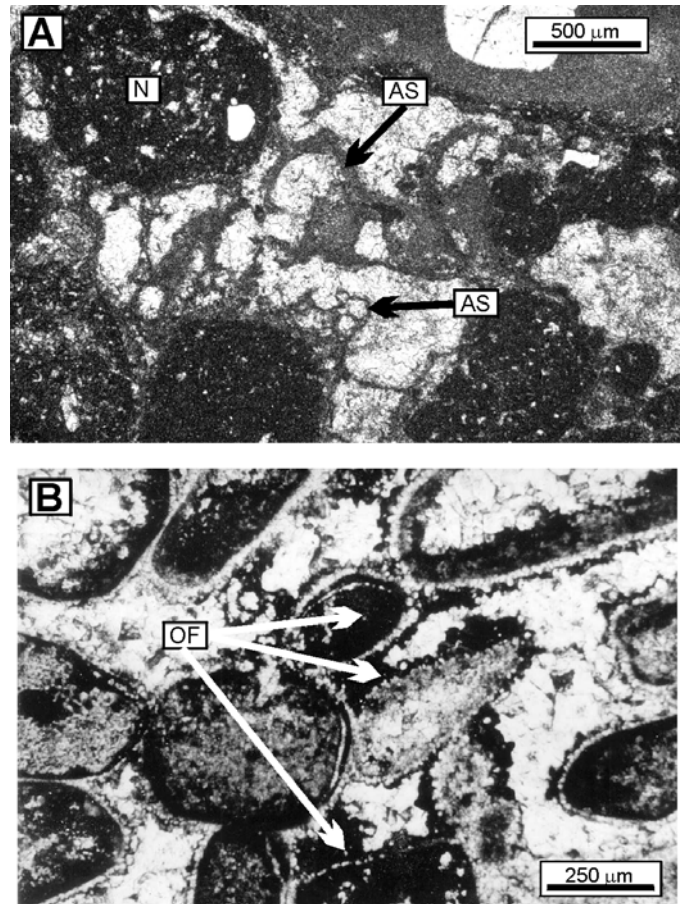
En esta unidad, de edad Titónico (Gómez Fernández, 1992), se han estudiado por un lado los cantos de calizas pertenecientes a los depósitos conglomeráticos de canal situados en los primeros tramos de esta unidad y por otro, los niveles de calizas palustres que se sitúan estratigráficamente por debajo y por encima de los depósitos canalizados (Figs. 3.3.2.1; 3.3.2.46A; B).

#### III.3.3.C.1. Cantos de caliza de los depósitos de canal

La mayor parte de los cantos, redondeados y de diámetros milimétricos y centimétricos, corresponden sobre todo a fragmentos de calizas. Gran parte de estos fragmentos son de calizas grises *mudstone* y *wackestone* con granos de cuarzo y, en ocasiones, con textura alveolar-septal y nodulización (Fig. 3.3.3.20A). La matriz micrítica de estas calizas es LM y su escasa porosidad, comúnmente en cavidades de septarización de los nódulos, está rellena por un cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico que presenta un zonado en el que alternan bandas NL, LB y LM (Fig. 3.3.3.18D). La composición isotópica de la matriz micrítica de estos cantos varía de  $-2.74$  a  $-7.53$  ‰ en C y de  $-5.05$  a  $-5.80$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.21).

También son muy abundantes los fragmentos de calizas *packstone* y *grainstone* oolíticas que, en muchos casos, presentan color rojo en muestra de mano. En estos fragmentos de color rojo, los oolitos presentan una intensa ferruginización (Fig. 3.3.3.20B) y están rodeados de una primera generación de cemento de calcita columnar o fibrosa circumgranular no ferrosa y NL que va seguida de una banda de

óxidos/hidróxidos de Fe (también presente en las cavidades móldicas) y finalmente un cemento de calcita en mosaico no ferrosa y NL o NL-LB. La composición isotópica de este cemento de calcita no ferrosa en mosaico es de  $-7.55$  a  $-8.04$  ‰ en C y de  $-4.16$  a  $-4.91$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.21).



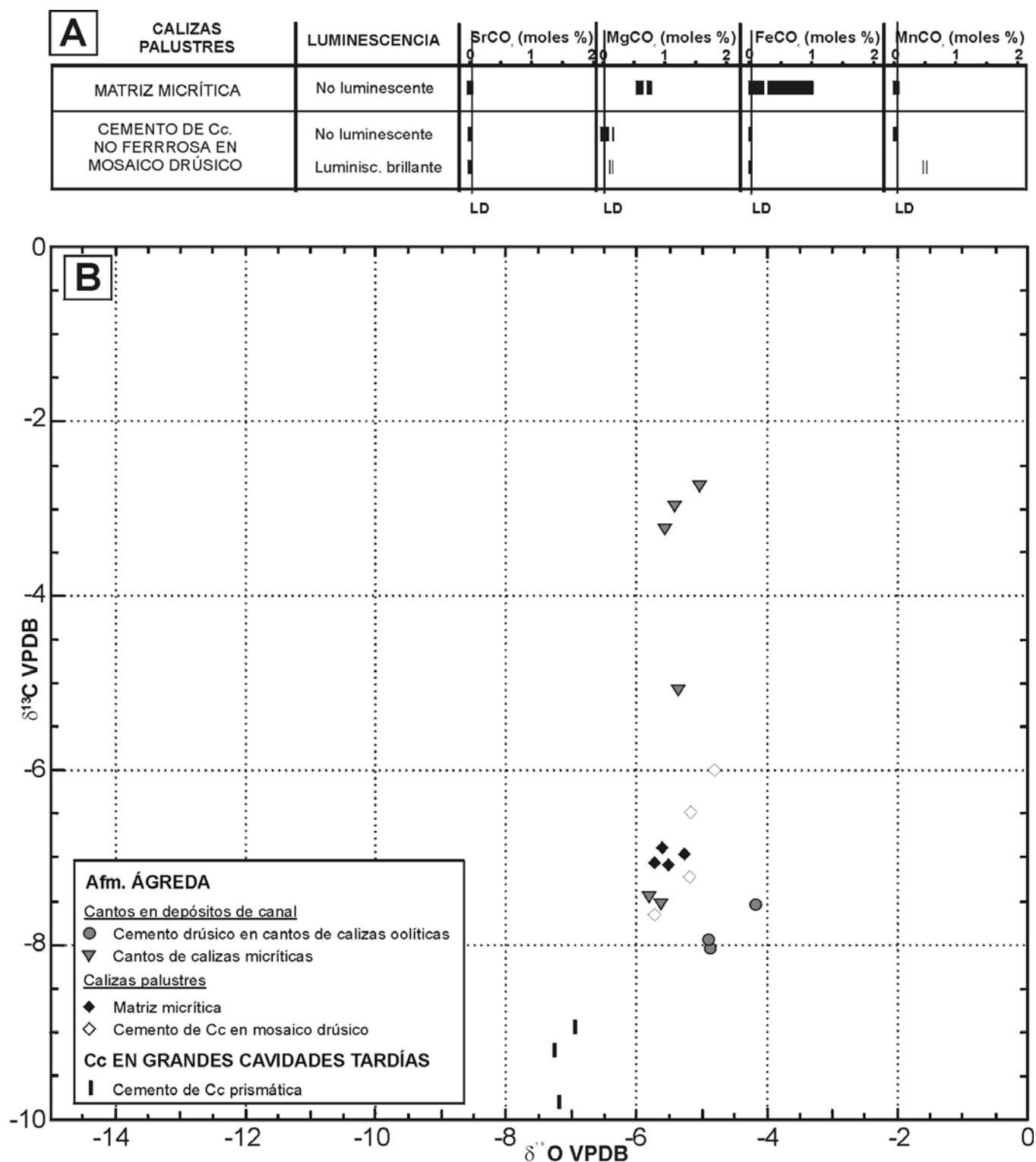
**Fig. 3.3.3.20.** Fotografías realizadas con el microscopio de luz transmitida del interior de dos de los cantos que forman parte de los depósitos conglomeráticos de canal de la base de la Afm. Ágreda. **A.** Detalle de un canto de caliza micrítica nodulizada (N) con estructura alveolar-septal (AS). **B.** Detalle de un canto de caliza oolítica de color rojo en el que se observa la ferruginización de los oolitos, y la precipitación de óxidos/hidróxidos de Fe en la porosidad intergranular (OF).

Por último, señalaremos que estos fragmentos, tanto los de calizas grises como los de calizas oolíticas, están cortados por fracturas que están rellenas de un mosaico de calcita no ferrosa que presenta abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y luminiscencia heterogénea LM/LB.

#### III.3.3.C.2. Calizas palustres

Estos niveles, de hasta 2 m de espesor, están constituidos por calizas *mudstone* de color rojizo que presentan una intensa nodulización y porosidad fenestral rellena parcial o totalmente por sedimento





**Fig. 3.3.3.21. A.** Resumen de las composiciones elementales de las principales fases diagenéticas observadas en la Afm. Ágredda. Los límites de detección para cada uno de los elementos (LD) se han expresado mediante líneas verticales. Los rangos composicionales observados para cada una de las fases se han representado mediante barras de color negro. Las barras estrechas verticales de color blanco indican las composiciones medias. **B.** Composiciones isotópicas de carbono y oxígeno de los carbonatos diagenéticos observados en la Afm. Ágredda y en el cemento de calcita prismática precipitado en grandes cavidades tardías.

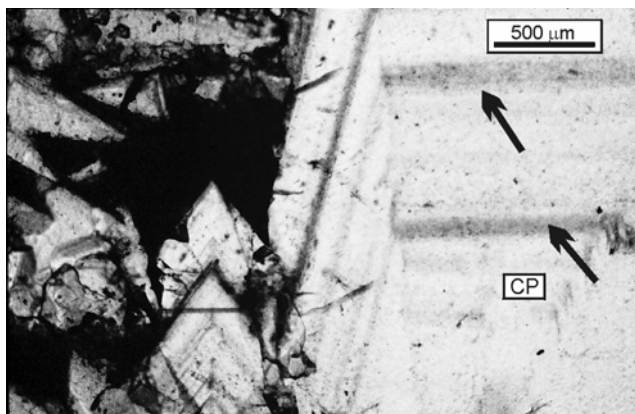


interno y cementada posteriormente por un cemento de calcita en mosaico no ferrosa y NL-LB que, en algunos casos, se dispone gravitacionalmente (Fig. 3.3.3.18E). Esporádicamente, en alguna de las cavidades se ha observado una generación posterior de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y LM/LB heterogénea.

La composición elemental media de la matriz micrítica de estas calizas es:  $(\text{Ca}_{98.9}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.69}\text{Fe}_{0.28}\text{Mn}_{0.03})(\text{CO}_3)_{100}$  y su composición isotópica es de  $-6.88$  a  $-7.07$  ‰ en C y de  $-5.27$  a  $-5.72$  ‰ en O. La composición elemental media del cemento de calcita en mosaico no ferrosa es:  $(\text{Ca}_{99.7}\text{Sr}_{0.008}\text{Mg}_{0.14}\text{Fe}_{0.01}\text{Mn}_{0.03})(\text{CO}_3)_{100}$ , cuando la calcita es NL, y es:  $(\text{Ca}_{99.2}\text{Sr}_{0.004}\text{Mg}_{0.19}\text{Fe}_{0.02}\text{Mn}_{0.5})(\text{CO}_3)_{100}$ , cuando presenta LB. La composición isotópica de este cemento de calcita no ferrosa en mosaico varía entre  $-5.99$  y  $-7.63$  ‰ en C y entre  $-4.80$  y  $-5.72$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.21).

### III.3.3.D. Cemento de calcita prismática en grandes cavidades tardías

Este cemento, precipitado en cavidades de gran tamaño y que afectan a todos los carbonatos diagenéticos anteriormente descritos, está formado por cristales de calcita no ferrosa y NL de hasta 10 cm de largo y de 2 a 6 mm de ancho que se disponen en forma radial y que en muestra de mano presentan un color marrón anaranjado en el que se aprecian algunas bandas de crecimiento de color más oscuro (Fig. 3.3.3.22). Su composición isotópica es de  $-8.94$  a  $-9.80$  ‰ en C y de  $-6.93$  a  $-7.24$  ‰ en O (Fig. 3.3.3.21).



**Fig. 3.3.3.22.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de la calcita prismática (CP) precipitada en las cavidades tardías, donde se pueden observar abundantes bandas de crecimiento más ricas en inclusiones (flechas).

### III.3.3.E. Interpretación de las fases diagenéticas de la Fm. Torrecilla en Cameros

#### III.3.3.E.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos

##### III.3.3.E.1.a. Micrita peloidal

Como se puso de manifiesto tanto en el capítulo sobre estratigrafía y sedimentología de este Sector como en el capítulo de diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, consideramos que la precipitación de la micrita de fábrica peloidal, originalmente de HMC, se produjo como consecuencia de la actividad de los microorganismos, durante el desarrollo de esta unidad, en un ambiente marino freático con bajas tasas de sedimentación y gran cantidad de nutrientes.

Sin embargo, la composición elemental de estas micritas, de LMC, con muy bajos contenidos en elementos traza, y su composición isotópica ligera tanto en C como en O, indican que sufrieron un proceso neomórfico que alteró su composición química original. Este proceso neomórfico se tuvo que producir en un sistema abierto, dominado por el fluido (como lo indican los bajos contenidos en Mg) y de naturaleza oxidante (como lo indican sus muy bajos contenidos en Fe y Mn).

Estas micritas tienen una composición isotópica muy similar a la del braquiópodo analizado en esta sección (Figs. 3.3.3.2B; 3.3.3.23), pero ambas están muy alejadas de la composición isotópica inferida para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente durante el Kimmeridgiense (Lohmann, 1987), de la de belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer, *et al.*, 1997) y de la de los obtenidos en un braquiópodo del Kimmeridgiense-Titónico de Mallorca (Price y Sellwood, 1994) (Fig. 3.3.3.23), que en todos los casos presentan composiciones más pesadas tanto en C como en O. Por el contrario, los valores en O de la micrita peloidal y del braquiópodo son muy similares a los del cemento de calcita en mosaico drúsico y al de los mosaicos xenotópicos de calcita (Fig. 3.3.3.2B). Este hecho sugiere que, al igual que la micrita peloidal, los braquiópodos también sufrieron un proceso neomórfico, aunque así no lo demostrara su estudio petrográfico, ya que no parecían haber sufrido alteración diagenética.

##### III.3.3.E.1.b. Envueltas micríticas

Como se explicó en el capítulo sobre diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, estas envueltas han sido interpretadas como producto de la infestación del

carbonato en el fondo marino por organismos endolíticos que producen cavidades de diámetro micrométrico (Tucker y Bathurst, 1990). Estas cavidades fueron entonces rellenas por micrita precipitada fisicoquímicamente o de forma bioinducida en ambientes tropicales y someros. Estas micritas, originalmente constituidas por cristales de HMC o aragonito (James y Choquette, 1990b), de muy bajo potencial de preservación en ambientes

diagenéticos no marinos (Longman, 1980; James y Choquette, 1990a; Marshall, 1992, entre otros), sufrieron posteriormente un proceso neomórfico que produjo su transformación textural y química a LMC.

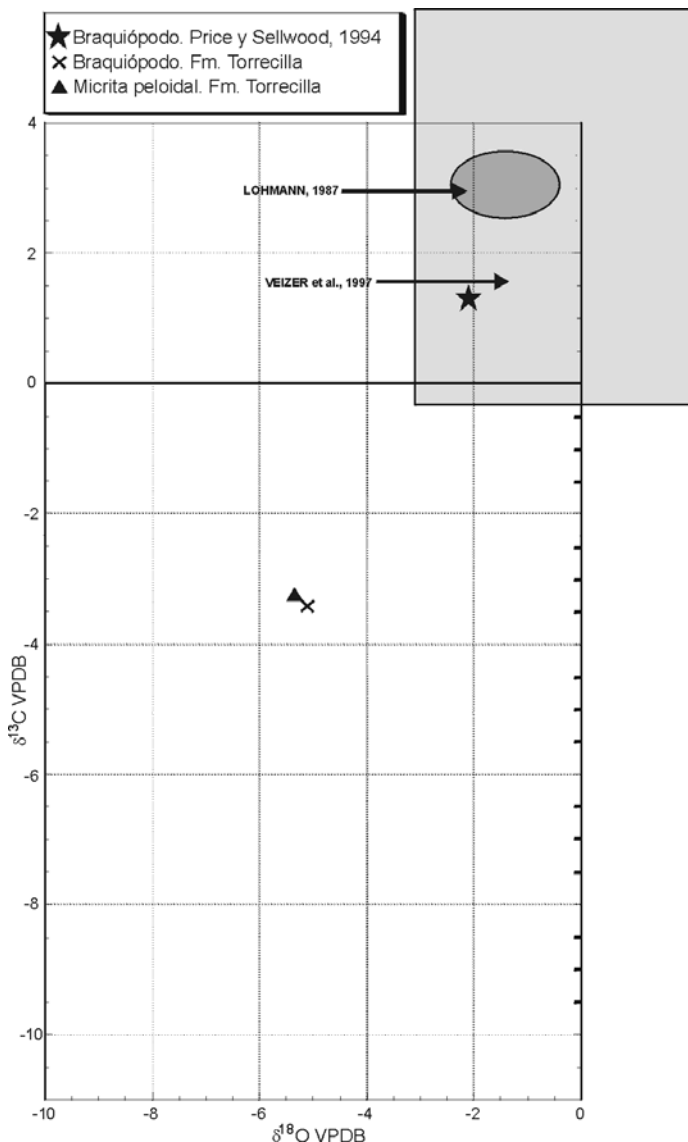
### III.3.3.E.1.c. Cemento de calcita fibrosa

Como también se comentó en el capítulo sobre diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, el cemento fibroso (tanto de aragonito como de HMC) es uno de los tipos de cementos más comunes en plataformas carbonáticas someras, en general, y en sistemas arrecifales en particular (Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990b). Para que se produzca su precipitación se necesitan determinados prerequisites como un sustrato estable, ausencia de abrasión mecánica, aguas sobresaturadas en  $\text{CaCO}_3$  y altas tasas de intercambio de agua (Tucker y Wright, 1990).

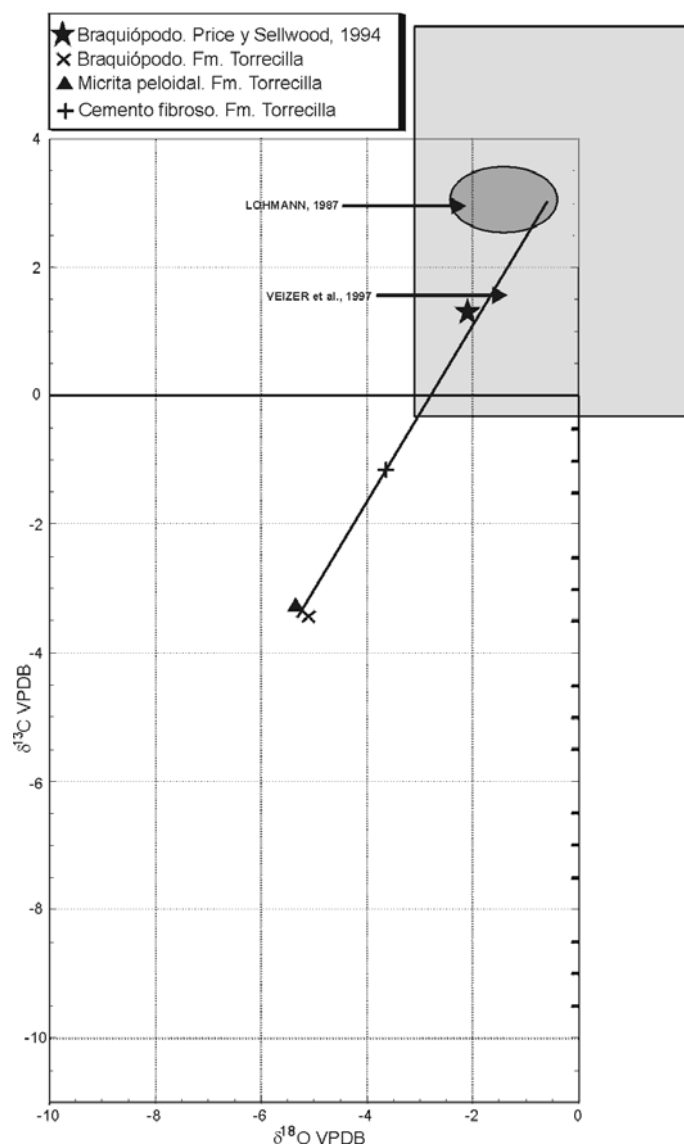
En este sector el cemento fibroso se ha observado siempre en la porosidad primaria y en muchos casos está precedido o va seguido de micrita peloidal o sedimento micrítico, lo que indica que su precipitación se produjo en un ambiente freático marino, al igual que la de la micrita peloidal.

El cemento fibroso está formado por cristales de calcita fibrosa y columnar no ferrosa, NL, de LMC (Figs. 3.3.3.2; 3.3.3.5), aunque con cantidades relativamente altas de Mg. Estas características indican que este cemento, originalmente aragonítico o de HMC, sufrió una transformación neomórfica a LMC en un ambiente oxidante. No disponemos de inclusiones que nos indiquen con seguridad la composición original de este cemento fibroso. Sin embargo, el hecho de que las partículas originalmente aragoníticas estén disueltas en su mayor parte y las originalmente de HMC estén, aunque neomorfizadas, generalmente muy bien conservadas texturalmente, junto con el hecho de que el cemento fibroso no contiene Sr y sí cantidades apreciables de Mg, sugiere que la composición original de este cemento fibroso, relativamente bien conservado, fue de HMC.

La composición isotópica de este cemento es más pesada, tanto en C como en O, que la de la micrita peloidal y que la del braquiópodo, pero más ligera que la composición isotópica supuesta para los carbonatos marinos del Kimmeridgiense (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.24). Sin embargo, hemos representado la recta de correlación entre los datos isotópicos de estos tres carbonatos marinos (braquiópodo, micrita peloidal y cemento fibroso) y, al prolongarla hacia los valores más pesados, entra en el campo de los valores calculados por Lohmann (1987) y Veizer *et al.*, (1997) para los cementos marinos precipitados inorgánicamente y belemnites y ostreidos del



**Fig. 3.3.3.23.** Composiciones isotópicas de la micrita peloidal y de un braquiópodo de la Fm. Torrecilla en Cameros. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos en ostreidos y belemnites del Kimmeridgiense por Veizer *et al.* (1997). La estrella corresponde al dato obtenido en la concha de un braquiópodo del Jurásico superior de Mallorca por Price y Sellwood (1994). La elipse de color gris corresponde a los datos obtenidos por Lohmann (1987)  $\pm 1$  ‰ para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente en el Kimmeridgiense.



**Fig. 3.3.3.24.** Composición isotópica del cemento de calcita fibrosa. Obsérvese como la recta de correlación realizada a partir de los datos isotópicos de la micrita peloidal, el braquiópodo y la calcita fibrosa obtenidos en la Fm. Torrecilla en Cameros converge con los datos de Veizer et al., (1997) y, sobre todo, con los obtenidos por Lohmann (1987) y con el dato del braquiópodo obtenido por Price y Sellwood (1994).

Kimmeridgiense, respectivamente, y se sitúa muy cerca del dato obtenido por Price y Shellwood (1994) en un braquiópodo del Kimmeridgiense-Titónico de Mallorca (Fig. 3.3.3.24). Interpretamos esta coincidencia como que la composición isotópica original de estos carbonatos marinos, fue en origen similar a la de los valores propuestos por estos autores y, en concreto, a los propuestos por Lohmann (1987) para los cementos marinos precipitados inorgánicamente durante el Kimmeridgiense.

En este Sector, el cemento fibroso es algo más abundante que en el Sector del Sur del Moncayo y rellena la porosidad intergranular de los *grainstone*, y en algún caso de los *packstone* oolíticos de la base, y sobre todo del techo de la sección estratigráfica. Como se comentó en el capítulo de estratigrafía y sedimentología, los *grainstone* oolíticos se depositaron muy cerca o por encima del nivel de base del oleaje en tiempo normal, por lo que además de las condiciones necesarias para la precipitación del cemento fibroso, como la existencia de un sustrato estable y aguas sobresaturadas en  $\text{CaCO}_3$ , en este ambiente también se dieron altas tasa de intercambio y oxigenación del agua debido a la agitación de la misma por el oleaje. En la facies de *packstone* oolítico el cemento fibroso precede a la matriz micrítica (Fig. 3.3.3.5B) que se depositó en la porosidad intergranular remanente en un ambiente probablemente de menor agitación.

En los tramos 7 y 8 formados por facies arrecifales s.s., el cemento fibroso se intercala entre las costras de micrita peloidal y entre los fósiles incrustantes (Fig. 3.3.3.5C; D) que se desarrollaron en un ambiente muy somero y de muy baja tasa de sedimentación (ver apartado III.3.2.B.2.c) propicio también para la precipitación del cemento fibroso.

En los tramos 2-5 formados por facies arrecifales s.s. que se desarrollaron por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal y donde no se ha observado el cemento fibroso, este cemento probablemente no precipitó debido a la ausencia de aguas agitadas, por un lado, y por otro a la gran abundancia de matriz micrítica que también impidió su precipitación.

### III.3.3.E.2. Carbonatos diagenéticos tempranos

#### III.3.3.E.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita

Los mosaicos xenotópicos de calcita no ferrosa presentan unas características petrográficas y geoquímicas que indican que su origen fue el producto del neomorfismo de determinados componentes deposicionales aragoníticos y de HMC.

Cuando estos mosaicos se encuentran entre los componentes deposicionales están formados por cristales de LMC de tamaños variables, en una gran proporción micríticos. En este caso, estos mosaicos proceden del neomorfismo de la matriz micrítica de composición original aragonítica y de HMC.

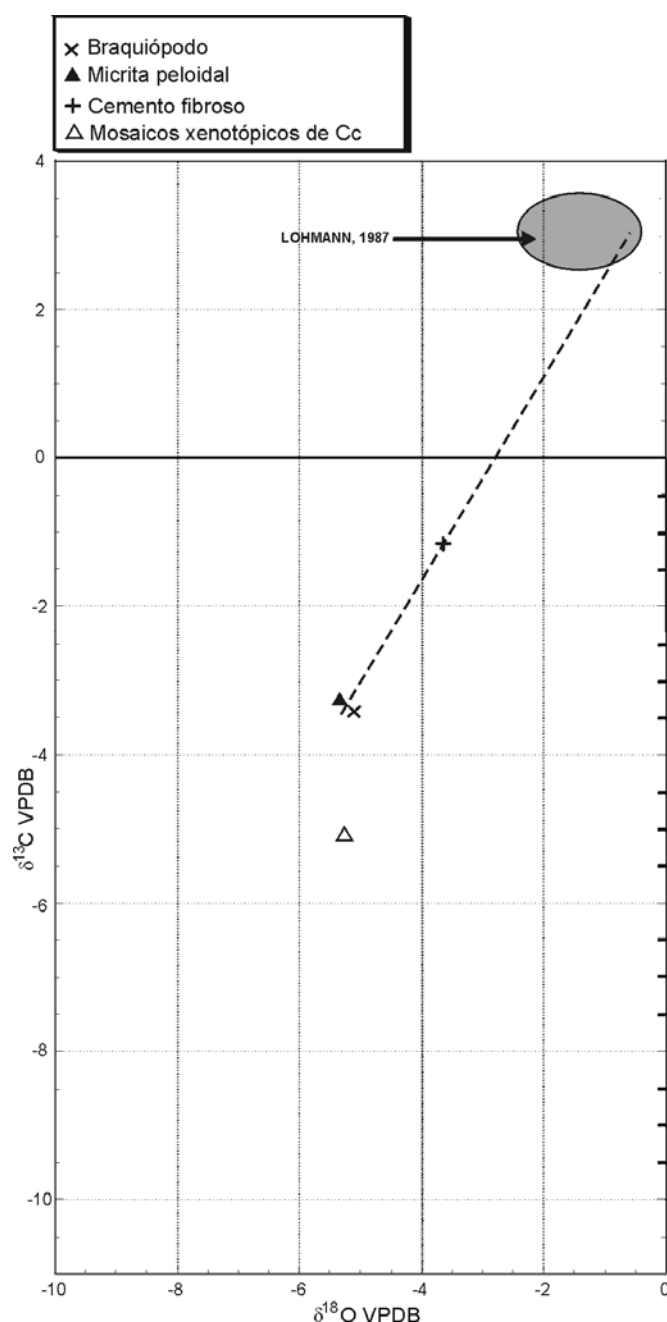
Los mosaicos xenotópicos que se observan en el interior de algunos esqueletos de los serpúlidos se restringen a la parte interna del esqueleto, ya que la

parte externa de estos fósiles presenta una microestructura homogénea bien conservada, lo que indica que parte de la estructura de estos fósiles sufrió un neomorfismo más intenso que dio lugar a la pérdida de su microestructura original. Los serpúlidos pueden estar formados originalmente por aragonito, calcita (LMC y HMC) o por ambos minerales (Scholle, 1978) por lo que la razón por la cual parte de su estructura está neomorfizada podría deberse a que la composición original en las zonas internas fuera de un carbonato con mayor potencial diagenético que el de las zonas externas (por ejemplo de HMC o aragonito en el primer caso y de LMC en el segundo).

En esta sección estratigráfica, la mayor parte de los esqueletos de los corales, originalmente aragoníticos, se encuentran disueltos y sólo en escasas ocasiones se han observado en su interior estos mosaicos xenotópicos de calcita, procedentes del neomorfismo del esqueleto de los corales.

En todos los casos anteriormente expuestos estos mosaicos están formados por LMC no ferrosa, NL y tienen muy bajos contenidos en Fe y Mn, lo que supone que su precipitación se produjo en un ambiente oxidante. Por otro lado, el contenido en Sr de estos mosaicos en todos los casos está por debajo del límite de detección y el contenido en Mg no supera los 0.5 moles%. Teniendo en cuenta que estos valores tan bajos son, además, muy similares en los mosaicos xenotópicos procedentes del neomorfismo de la matriz micrítica (originalmente aragonítica y de HMC) y de los corales (originalmente aragoníticos) interpretamos que el neomorfismo de estos carbonatos marinos se produjo en un sistema abierto y dominado por el fluido, lo que también explica el que la abundancia relativa de corales disueltos frente a los neomorfizados sea tan alta (Martin *et al.*, 1986; Lohmann, 1987; Tucker y Wright, 1990; Maliva, 1998).

La composición isotópica de estos mosaicos xenotópicos es muy similar en el  $\delta^{18}\text{O}$  a la de la micrita peloidal, a la del braquiópodo y a la de la mayor parte de los cementos de calcita no ferrosa en mosaico drúsico. Sin embargo, ésta es más negativa que las composiciones isotópicas de los corales actuales (Martin *et al.*, 1986), que las inferidas para los cementos marinos abiogénicos del Kimmeridgiense (Lohmann, 1987) y que las obtenidas en belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer, *et al.*, 1997) (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.25). Esto indica que el agua a partir del cual se produjo el neomorfismo de los carbonatos marinos pudo ser la misma que la que precipitó el cemento de calcita en mosaico drúsico (ver siguiente apartado).

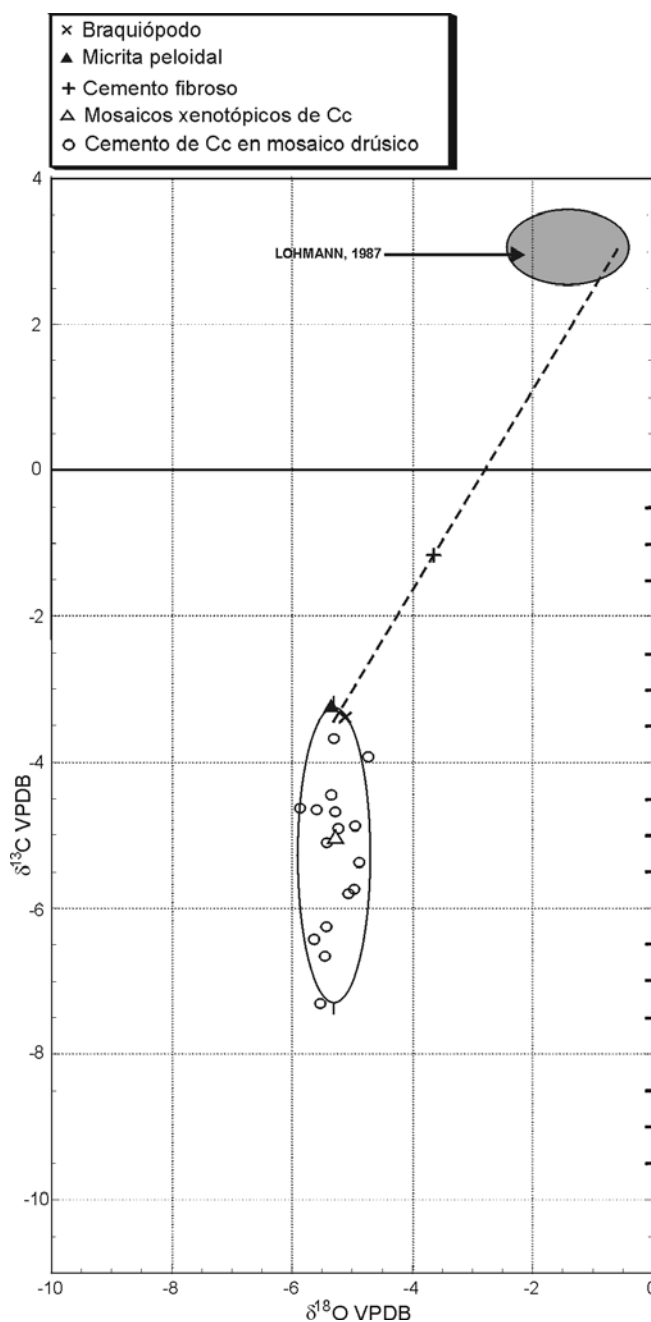


**Fig. 3.3.3.25.** Composición isotópica de un mosaico xenotópico de calcita de la Fm. Torrecilla en Cameros.

### III.3.3.E.2.b. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico

El cemento en mosaico drúsico, que rellena porosidad primaria y secundaria, precipitó una vez producida la disolución de los corales y demás partículas aragoníticas. Su precipitación fue, además, previa a la compactación mecánica, como lo indica el hecho de que en las facies *grainstone*, donde este cemento rellena la porosidad intergranular, los componentes deposicionales presentan contactos en su mayoría puntuales.

Las características petrográficas y geoquímicas de la calcita en mosaico drúsico sugieren que su precipitación se produjo en un ambiente freático meteórico. En general, este cemento está formado por calcita no ferrosa que bordea por completo a las cavidades y que comienza con una franja gruesa NL, seguida de otra con zonado oscilatorio LB-NL-LB o LB y finalmente una banda fina LM algo ferrosa. Las zonas NL presentan siempre muy bajos contenidos en elementos traza (Fig. 3.3.3.2A) lo que indica que su precipitación se produjo en un ambiente oxidante muy pobre en Sr, Mg, y Fe y Mn en estado reducido. Las zonas LB tienen muy bajos contenidos en Sr y Fe y presentan valores mayores en Mg y sobre todo en Mn, que produjo activación de la luminiscencia en estas bandas (Machel *et al.*, 1991). Estas características sugieren que la precipitación de las zonas LB se produjo en un ambiente subóxico donde el Mn en estado reducido estaba disponible para su incorporación en la red de la calcita. Estas bandas LB a veces alternan con otras no ferrosas y NL, lo que sugiere que estas zonas de luminiscencia alternante precipitaron a partir de un fluido de características cambiantes óxicas y subóxicas. Por último, las zonas LM presentan valores, relativamente altos en Mg y Fe y, aunque apreciables, bajos en Mn. Estas características indican que estas bandas LM precipitaron a partir de aguas reductoras. Esta variación en la luminiscencia y en el contenido en elementos traza indica, por tanto, condiciones de precipitación cambiantes durante el crecimiento cristalino. En primer lugar precipitó la franja NL, relativamente más ancha, en la zona activa del acuífero de naturaleza oxidante. Seguidamente precipitaron las bandas LB bajo condiciones subóxicas en una zona estancada del acuífero con un Eh lo suficientemente alto como para que el Fe estuviera en estado oxidado y el Mn en estado reducido (Coleman, 1985; Machel y Burton, 1991). La precipitación de las bandas con zonado LB-NL-LB en condiciones alternantes óxicas-subóxicas pudo deberse a fluctuaciones en el nivel freático. Las zonas LM también precipitaron en una zona estancada del acuífero, aunque con un Eh ya lo suficientemente bajo como para que el Fe estuviera ya en estado reducido. Esta progresión en el crecimiento de la calcita desde la zona activa del acuífero a zonas progresivamente más estancadas explica también el aumento progresivo en el contenido en Sr y sobre todo Mg desde las bandas NL a las LM. En las zonas más estancadas el flujo del agua a través de los poros es relativamente mucho menor que en las zonas activas (Lohmann, 1987; Machel y Burton, 1991) lo que implica que en las zonas estancadas, con bajas tasas de flujo de agua, el sistema sea relativamente cerrado y con mayor interacción roca/agua, lo que favorece la incorporación del Sr y Mg (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987).



**Fig. 3.3.3.26.** Composiciones isotópicas del cemento drúsico de calcita precipitado en la Fm. Torrecilla en Cameros. La elipse define la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores obtenidos en C y O en esta generación. Obsérvese la similitud de los valores isotópicos del braquiópodo, micrita peloidal y mosaico xenotópico de calcita, con los de este cemento.

Las composiciones isotópicas de este cemento en mosaico drúsico, pertenecientes sobre todo a las zonas NL más anchas, son también típicas de las calcitas meteóricas (Hudson, 1977; Dickson y Coleman, 1980; Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1987, entre otros). Presentan valores negativos y variables en el  $\delta^{13}\text{C}$  y negativos, aunque más constantes, en el  $\delta^{18}\text{O}$ , cuyo un valor medio es de  $-5.3\text{‰}$  (Figs. 3.3.3.2B; 3.3.3.26). Esta tendencia es característica de sistemas meteóricos con una

interacción roca/fluido cambiante durante la precipitación de las distintas fases diagenéticas a partir de un fluido diagenético específico (Lohmann, 1982; 1987). Como se comentó en el capítulo de diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, en un sistema meteórico abierto, las composiciones isotópicas de los carbonatos diagenéticos tienen un  $\delta^{18}\text{O}$  invariable derivado de la composición isotópica del agua y de la temperatura. La composición isotópica en C se deriva de la composición isotópica de los carbonatos que se estén disolviendo y de la oxidación de la materia orgánica generada en el suelo, de valores negativos, y cuya influencia es menor a mayor distancia del suelo (Allan y Matthews, 1982, Lohmann, 1987). Si el sistema fuera cerrado las composiciones isotópicas en C se acercarían más a los valores isotópicos de la roca original (Fig. 3.2.3.29). Las características isotópicas del cemento en mosaico drúsico indican que precipitó en un sistema abierto, como lo refleja la composición isotópica relativamente constante en O y con influencia de C ligero orgánico procedente de la oxidación de la materia orgánica del suelo. De hecho, los valores más negativos en C se han obtenido en el cemento en mosaico drúsico precipitado en las facies oolíticas de la parte superior de la columna estratigráfica.

Por último, y como se explicó en el apartado anterior, tanto los mosaicos xenotópicos de calcita como la micrita peloidal y el braquiópodo presentan una composición elemental e isotópica muy similar a la del cemento en mosaico drúsico (Figs. 3.3.3.2; 3.3.3.26) por lo que interpretamos que el neomorfismo de los carbonatos marinos se produjo en un sistema abierto y como consecuencia de la llegada de las aguas meteóricas que dieron lugar a la precipitación del cemento en mosaico drúsico. El cemento de calcita fibroso, que presenta composiciones isotópicas en C y O más pesadas probablemente también se neomorfizó a partir de este mismo agua aunque, al menos en la muestra analizada, conservó en parte su composición isotópica original debido posiblemente a que en ese caso el neomorfismo se produjo en un sistema algo más cerrado.

### ***III.3.3.E.2.c. Cemento de calcita sintaxial***

El cemento de calcita sintaxial presenta características petrográficas muy similares a las del cemento en mosaico drúsico que indican que su precipitación también se produjo en un ambiente freático meteórico. La franja de calcita no ferrosa y NL, más ancha, probablemente precipitó en la zona activa del acuífero a partir de aguas oxidantes. La franja no ferrosa y LB, que presumiblemente contiene Mn suficiente como para activar la luminiscencia, posiblemente precipitó en una zona estancada del

acuífero en condiciones subóxicas; y la banda algo ferrosa y LM en la zona estancada del acuífero a partir de aguas lo suficientemente reductoras como para reducir al Fe que se pudo incorporar a la red de la calcita.

Aunque no disponemos de datos geoquímicos, creemos que el neomorfismo de los fragmentos de equinodermos, originalmente de HMC, sobre los que crece el cemento sintaxial, también se produjo, como en los otros componentes marinos originalmente de HMC, a partir de las aguas meteóricas que dieron lugar a la precipitación del cemento sintaxial y del cemento en mosaico drúsico.

### **III.3.3.E.3. Fases diagenéticas tardías**

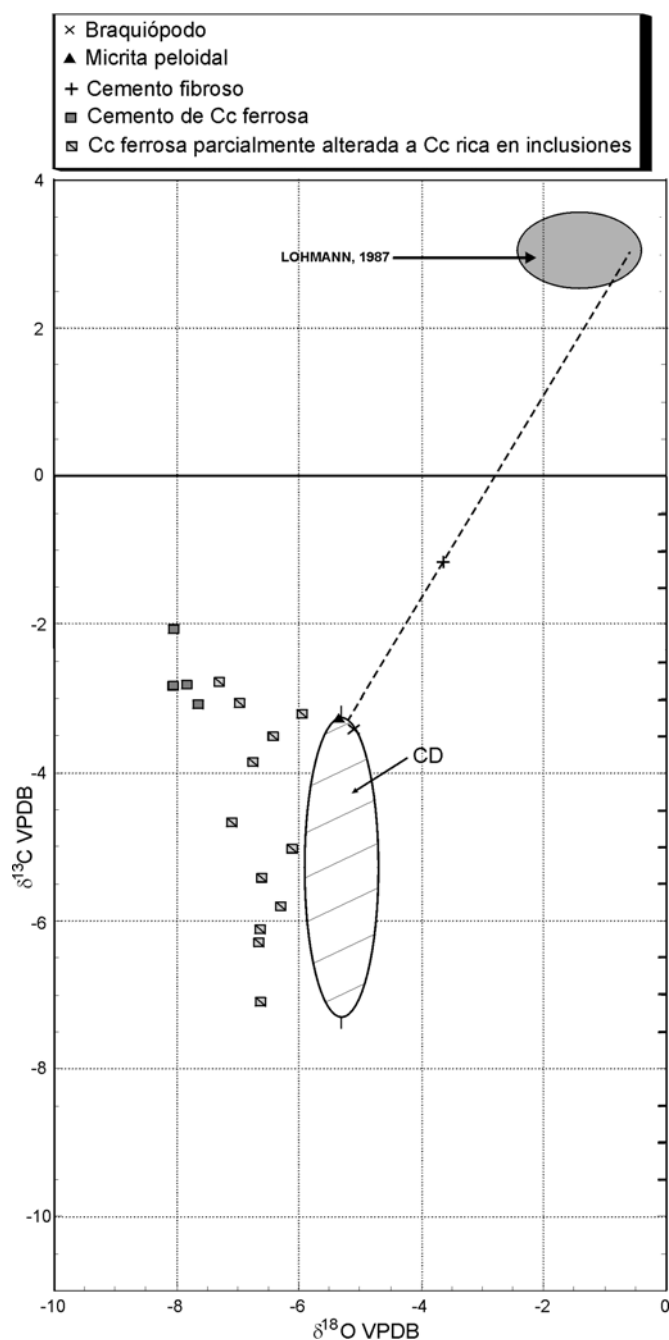
#### ***III.3.3.E.3.a. Cemento de calcita ferrosa***

Las características petrográficas y geoquímicas de este cemento de calcita indican que su precipitación se produjo en un ambiente reductor, ya que está formado por calcita con un alto contenido en Fe (hasta 2.1 moles%). La luminiscencia de esta calcita ferrosa es LM oscura o incluso NL, por lo que el contenido en Fe fue lo suficientemente alto como para inhibir la luminiscencia generada por el Mn que en cualquier caso es inferior a 0.08 moles%.

El contenido en Mg de este cemento es también muy alto (hasta 3.5 moles%) por lo que es poco probable que el origen del fluido a partir del cual precipitó fuera meteórico, ya que las aguas meteóricas se caracterizan por tener bajas concentraciones en Mg (Brand y Veizer, 1980; Machel y Burton, 1991; Lohmann, 1987).

La composición isotópica de este cemento de calcita ferrosa en las zonas no alteradas tiene valores relativamente constantes tanto en C como en O (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.27). Los valores relativamente pesados en C, no menores de -3 ‰ suponen la escasa participación de carbono ligero de origen orgánico en su estructura. Los valores en O, constantes y cercanos a -8 ‰, no son característicos de ningún ambiente diagenético específico, ya que estos valores se pueden obtener en calcitas precipitadas a partir de aguas meteóricas a temperaturas ambientales o bien precipitadas a partir de aguas de composiciones isotópicas más pesadas pero a mayores temperaturas (Rollinson, 1993). Sin embargo, la composición relativamente pesada en C, así como los altos contenidos en Fe y Mg, sugieren un origen no meteórico para este cemento de calcita ferrosa que posiblemente precipitó durante el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal a partir de un fluido reductor y con abundantes cationes disueltos.

El cemento de calcita ferrosa se encuentra en muchas ocasiones alterado y sustituido por calcita no ferrosa y LB-LM heterogénea, con abundantes inclusiones de calcita ferrosa, corroída en los bordes, y de óxidos/hidroxidos de Fe (Figs. 3.3.3.9B; 3.3.3.11).



**Fig. 3.3.3.27.** Composiciones isotópicas de la calcita ferrosa y de la calcita ferrosa parcialmente alterada a calcita con abundantes inclusiones. CD: Elipse definida para el cemento en mosaico drúsico de calcita.

Las características petrográficas y geoquímicas de la calcita no ferrosa con abundantes inclusiones sugieren que su formación se produjo como consecuencia de la disolución incongruente, y parcial, de la calcita ferrosa y la precipitación en su lugar de

la calcita no ferrosa rica en inclusiones y de los óxidos/hidróxidos de Fe. Esta calcita no ferrosa rica en inclusiones probablemente precipitó en un ambiente meteórico en condiciones subóxicas a partir de aguas con un Eh lo suficientemente positivo como para oxidar el Fe incorporado en la calcita ferrosa y precipitar los óxidos/hidróxidos de Fe, pero no lo suficiente como para oxidar el Mn que incorporó en estado reducido en la red de la calcita no ferrosa con inclusiones y que activó su luminiscencia. Las composiciones isotópicas de la calcita no ferrosa rica en inclusiones son muy variables en C y más constantes en O (Figs. 3.3.3.2B; 3.3.3.27), composiciones típicas de las calcitas meteóricas (Lohmann, 1987), aunque el hecho de que esta calcita no ferrosa contenga tantas inclusiones de calcita ferrosa probablemente haya dado lugar a la contaminación de algunos de los análisis isotópicos.

La disolución incongruente de la calcita ferrosa probablemente fue debida a que la sustitución del Ca por el Mg y Fe en la calcita ferrosa provocó distorsiones en su estructura y por tanto su mayor inestabilidad bajo condiciones meteóricas, como ocurre con la HMC marina, cuyos altos contenidos en Mg la hacen inestable bajo condiciones meteóricas (Plummer y Mackenzie, 1974; Walter, 1985; James y Choquette, 1990a).

La calcita no ferrosa rica en inclusiones sustituye, en muchos casos, a la calcita ferrosa a favor de determinadas bandas de crecimiento (Fig. 3.3.3.9B; 3.3.3.11), lo que indica que la calcita ferrosa era más inestable en esas bandas, quizás porque tuvieran un mayor contenido en Fe y/o Mg. De hecho, las inclusiones de calcita ferrosa que se encuentran en la calcita no ferrosa rica en inclusiones presentan muy altos contenidos en Fe cuyo valor medio es de 1.6 moles% (Fig. 3.3.3.2A). La calcita ferrosa también está muy frecuentemente sustituida por la calcita rica en inclusiones en las zonas de contacto entre la primera y el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (Fig. 3.3.3.9B). Es posible que en este caso el límite entre los cristales de estas dos generaciones de cemento facilitara el paso de las aguas meteóricas, la disolución de la calcita ferrosa y la precipitación de la calcita no ferrosa rica en inclusiones.

Las inclusiones de ankerita que se han observado tanto en la calcita ferrosa como en la no ferrosa y rica en inclusiones, precipitaron en un ambiente reductor a partir de fluidos con abundantes cationes disueltos. Estas inclusiones, por un lado, son más abundantes y de tamaño mayor cerca del contacto entre la calcita ferrosa y el cemento de ankerita posterior y, por otro, tienen una composición elemental y una relación Mg/Ca muy similar a la del cemento de ankerita (Fig. 3.3.3.2A), por lo creemos que en



ambos casos la anquerita pudo tener un origen común. De cualquier manera, esta cuestión se discutirá más detalladamente en el apartado sobre la evolución diagenética.

### III.3.3.E.3.b. Cemento de anquerita barroca

Como ya se ha comentado anteriormente, la mayor parte de los autores que han estudiado anqueritas y dolomitas barrocas coinciden en que estos minerales precipitan durante el enterramiento a temperaturas de entre 60 y 150° C (Radke y Mathis, 1980; Machel, 1987; Moore *et al.*, 1988; Sellwood *et al.*, 1989; Sun *et al.*, 1992; Quing y Mountjoy, 1994; Spötl y Pitman, 1998, Hendry *et al.*, 1999, entre otros).

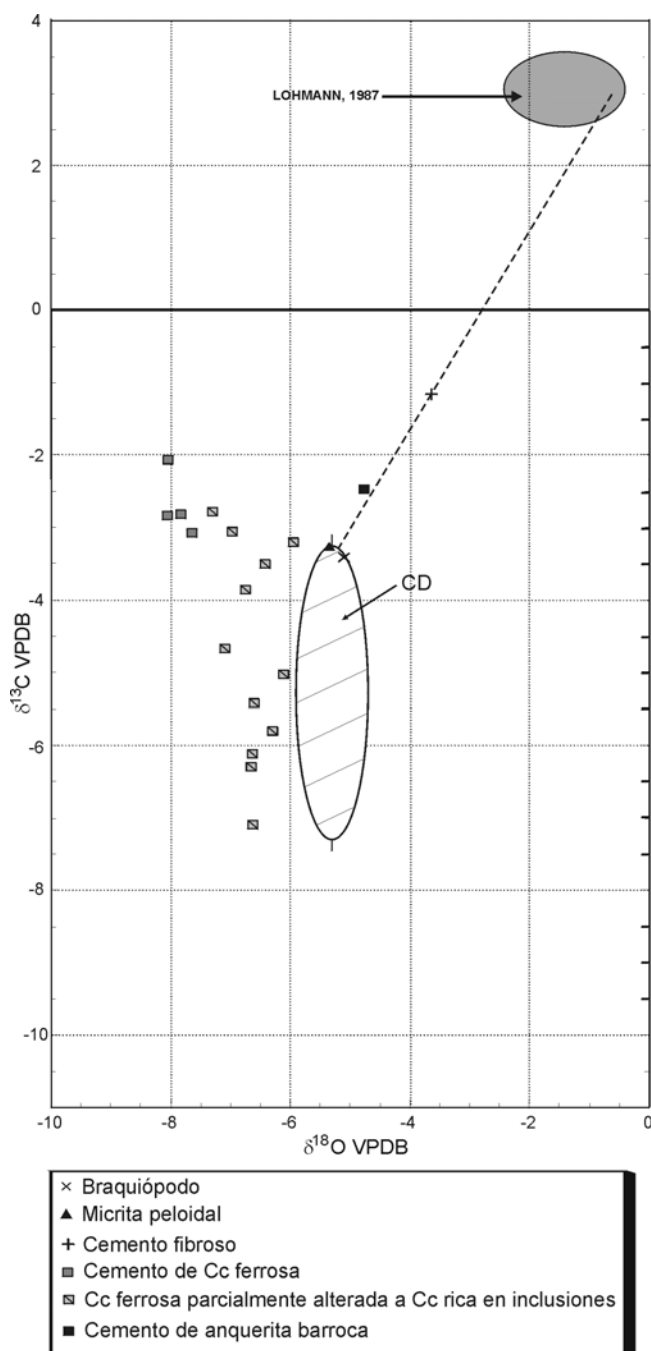
En nuestro caso la anquerita, NL debido a la inhibición producida por el Fe, precipitó a partir de un fluido reductor y con abundantes cationes disueltos. Su composición isotópica relativamente pesada en C indica la escasa participación de C orgánico ligero en su estructura (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.28). Su composición isotópica en O, de -4.78 ‰, no es indicativa de ningún ambiente diagenético en concreto, ya que pudo haber precipitado a partir de aguas de composición isotópica relativamente ligera a temperaturas ambientales o a partir de aguas más pesadas a mayor temperatura. Sin embargo, es improbable que precipitara a partir de aguas meteóricas, que suelen tener muy bajos contenidos en elementos disueltos (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987). Es probable que, como en el Sector del Sur del Moncayo, este cemento precipitara a partir de aguas con altas concentraciones en Fe y Mg y a una temperatura superior a 60° C.

Este cemento de anquerita está en su mayor parte remplazado por calcita no ferrosa muy rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y de luminiscencia heterogénea LB-LM, debido a la gran cantidad de inclusiones. Esta calcita rica en inclusiones probablemente precipitó en un ambiente subóxico a partir de aguas con un Eh lo suficientemente positivo como para oxidar al Fe, procedente del Fe en estado ferroso de la anquerita, y precipitar los óxidos/hidróxidos de Fe, pero no lo suficientemente positivo como para oxidar al Mn, que provocó su luminiscencia amarillo-anaranjada.

### III.3.3.E.3.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino

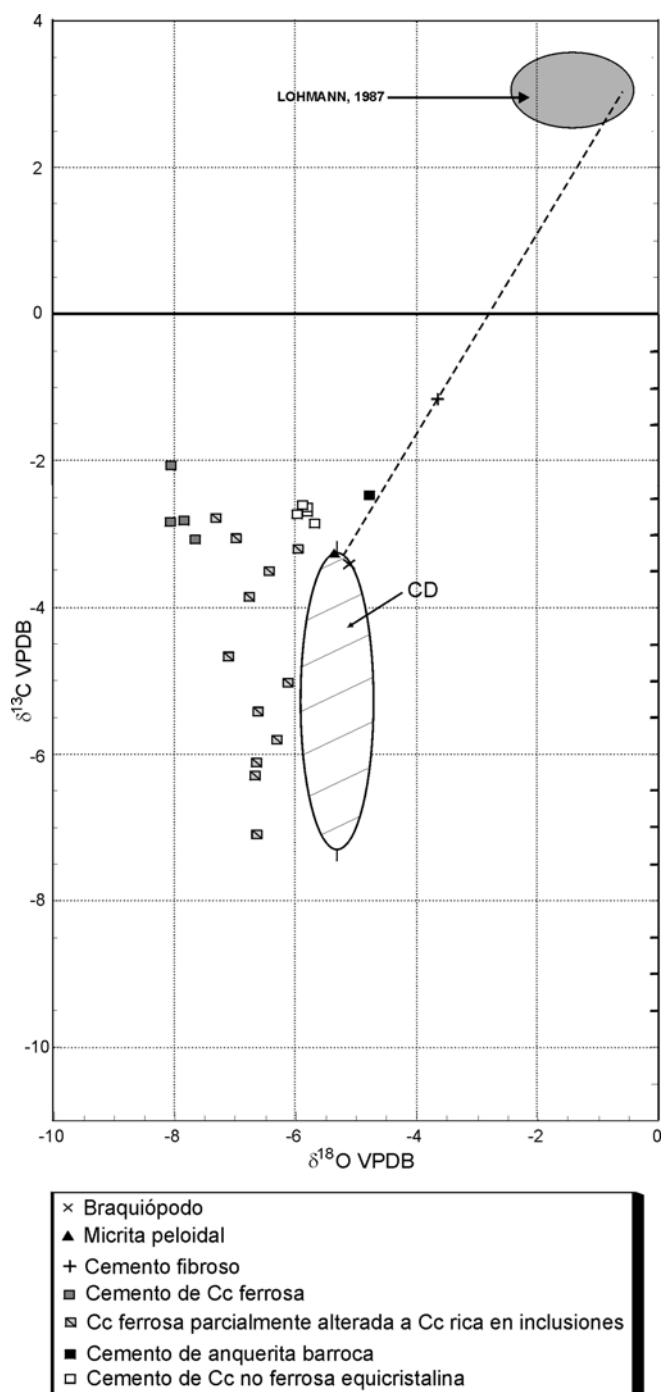
Este cemento de calcita presenta unas características petrográficas y geoquímicas que no son significativas de ningún ambiente diagenético específico. Sus contenidos en Fe y Mn es muy bajo, incluso iguales que los del cemento de calcita no

ferrosa en mosaico drúsico que hemos interpretado como de origen meteórico (Fig. 3.3.3.2A). Por esta razón, este cemento de calcita en mosaico equicristalino pudo precipitar a partir de aguas de características oxidantes o bien, a partir de aguas de características reductoras pero con muy poco Fe y Mn disueltos. Su contenido en Mg, sin embargo, es mayor pudiendo llegar a ser incluso de hasta 0.8 moles%, por lo que, teniendo en cuenta que el coeficiente de distribución del Mg en la calcita es menor de 1 (Veizer, 1983), la cantidad relativa de Mg disuelto en el fluido era relativamente alta.



**Fig. 3.3.3.28.** Composiciones isotópicas del cemento de anquerita barroca. CD: Elipse definida para el cemento en mosaico drúsico de calcita.

La composición isotópica de este cemento de calcita equicristalina tampoco es indicativa de ningún ambiente diagenético específico (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.29). Los valores relativamente pesados en C, de hasta  $-2.8$  ‰, suponen la escasa participación de carbono ligero de origen orgánico en su estructura y los valores isotópicos en O se pueden obtener en calcitas precipitadas a partir de aguas meteóricas a temperaturas ambientales o bien precipitadas a partir de aguas de composiciones isotópicas más pesadas pero a mayor temperatura (Rollinson, 1993).



**Fig. 3.3.3.29.** Composiciones isotópicas del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino. CD: Elipse definida para el cemento en mosaico drúsico de calcita.

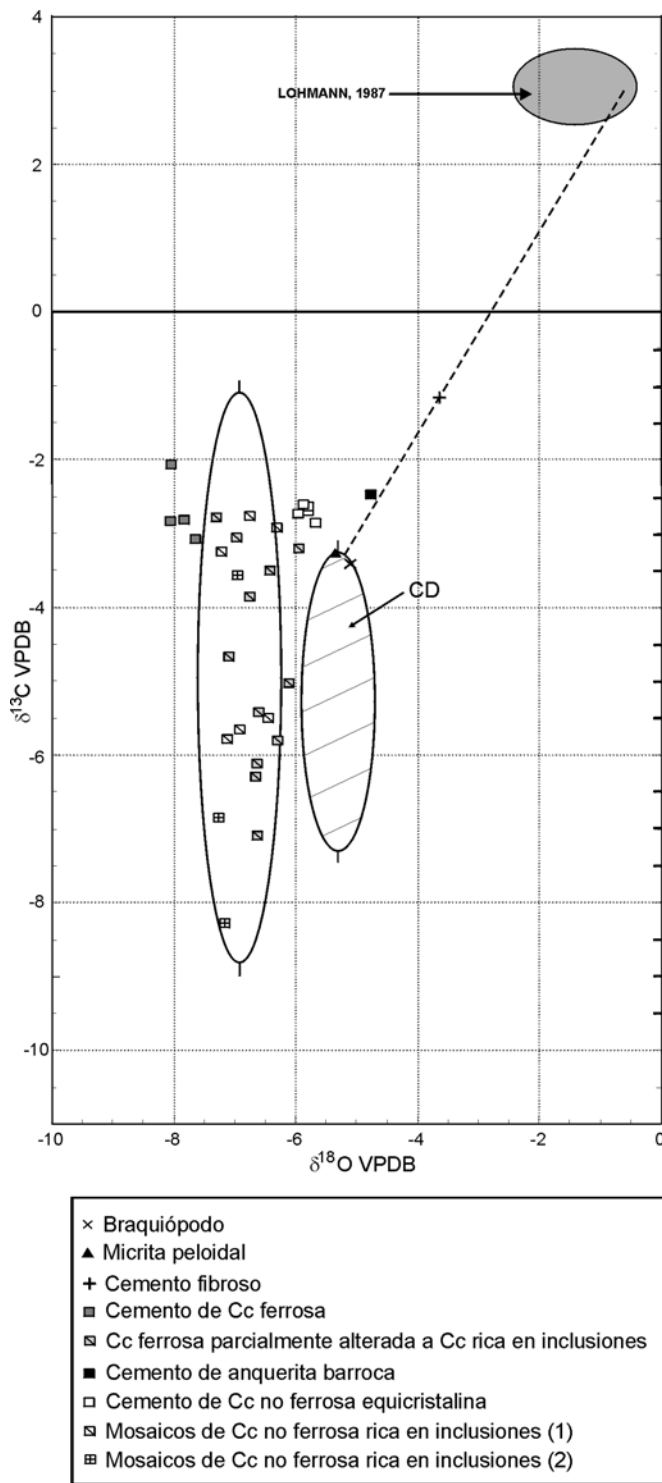
### III.3.3.E.3.d. Mosaicos blocky de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones

Las características petrográficas de estos mosaicos con abundantes inclusiones también sugieren su origenemplazativo, aunque algunas de estas características indican que el mineral remplazado no fue el mismo en todos los casos.

En el tercio superior de la columna estratigráfica estos mosaicos se encuentran tras el cemento de calcita ferrosa y están formados por cristales de calcita no ferrosa que pueden tener extinción ondulante y contienen una gran cantidad de inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se acumulan a favor de los planos de exfoliación, frecuentemente curvados, y también a favor de los planos de crecimiento de morfología euhédrica (Fig. 3.3.3.12B; C; D). Estas características sugieren que, en este caso, estos mosaicos de calcita muy ricos en inclusiones procedieron del remplazamiento del cemento de anquerita, de la que conservaron algunas de sus características petrográficas como la extinción ondulante y los planos de exfoliación curvos. Las inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe de la calcita se formaron a partir del Fe, una vez oxidado, de la anquerita.

En el tercio inferior y medio de la columna los cristales de calcita no ferrosa que forman estos mosaicos tienen siempre extinción recta, contienen menos inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y se sitúan tras el cemento de calcita meteórica en mosaico drúsico (Figs. 3.3.3.7D; 3.3.3.8B). Además, esta calcita rica en inclusiones es, en este caso, muy similar a la calcita no ferrosa y rica en inclusiones procedente de la alteración del cemento de calcita ferrosa, por lo que estimamos que su origen en los dos casos fue el mismo: la disolución incongruente de la calcita ferrosa y la precipitación de calcita no ferrosa y de las inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, Fe que en origen estaba en estado ferroso sustituyendo al Ca en la red de la calcita ferrosa.

Las características petrográficas y geoquímicas de estos mosaicos de calcita no ferrosa más y menos ricos en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, y de luminiscencia LB-LM heterogénea, sugieren que precipitaron en un ambiente lo suficientemente oxidante como para que el Fe estuviera en estado oxidado y precipitaran los óxidos/hidróxidos de Fe, pero no lo suficiente como para oxidar al Mn, que probablemente activó su luminiscencia (Machel y Burton, 1991). El contenido en Mg, relativamente alto en estos mosaicos, procedió de la anquerita o de la calcita ferrosa en función del mineral remplazado en cada caso. Sus composiciones isotópicas son compatibles con su precipitación en un ambiente



meteórico con  $\delta^{18}\text{O}$  bastante constantes (entre  $-6.3$  y  $-7.29$  ‰ y con un valor medio de  $-6.9$  ‰), con  $\delta^{13}\text{C}$  muy variables y negativos (entre  $-2.76$  a  $-8.27$  ‰) (Figs. 3.3.3.2B; 3.3.3.30) y con una interacción roca/fluido variable (Lohmann, 1987). Por tanto, interpretamos que estos mosaicos ricos en inclusiones precipitaron en un ambiente meteórico subóxico en una zona estancada del acuífero que impidió que la mayor parte del Fe no se fuera en disolución y precipitara en forma de óxidos/hidróxidos. Las razones por las cuales se produjo el remplazamiento tanto la anquerita como la calcita ferrosa en este ambiente meteórico son la mismas que ya se expusieron en el Sector del Sur del Moncayo en el apartado III.2.3.C.3.c: inestabilidad de la estructura cristalina de estos minerales, provocada por la distorsión que provocan el Fe en la estructura de la anquerita y el Fe y Mg en la de la calcita ferrosa, en un ambiente meteórico de características distintas a las de su precipitación.

### III.3.3.E.3.e. Caolín

El cemento de caolín se ha observado tras el cemento de calcita en mosaico drúsico y los mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe o directamente sobre la superficie de los componentes deposicionales que se encuentran en todos los casos corroídos en la zona de contacto con el caolín. El hecho de que los mosaicos de calcita ricos en inclusiones estén intensamente corroídos (Fig. 3.3.3.12E) supone que el caolín no sólo precipitó tras el cemento de calcita ferrosa o anquerita cuyo remplazamiento dio lugar a estos mosaicos, sino también tras la precipitación de la calcita rica en inclusiones producto del remplazamiento.

### III.3.3.E.4. Pseudomorfos de pirita

Las piritas, cuyo remplazamiento dio lugar a estos pseudomorfos, se han observado diseminadas en la matriz micrítica de la roca, remplazando la concha de algunos fósiles y rellenando la porosidad intragranular de algunos de estos fósiles, donde precede a la micrita o a los cementos que rellenan posteriormente esta porosidad. Es posible que la precipitación de estas piritas tuviera lugar en las primeras etapas de la diagénesis por debajo de la interfase agua-sedimento, donde la materia orgánica de los sedimentos se descompone principalmente por la acción de las bacterias que consumen oxígeno, creándose un ambiente reductor (Tucker, 1987). Estas piritas posteriormente fueron remplazadas por óxidos/hidróxidos de Fe en un ambiente oxidante, donde la pirita es inestable.

### III.3.3.E.5. Cuarzo autigénico

La precipitación de cuarzo autigénico en esta sección estratigráfica es escasa, por lo que resulta muy difícil establecer su interpretación, aunque tanto en el caso del cuarzo fibroso como en el del cemento sintaxial, la gran cantidad de inclusiones que contienen del carbonato que les rodea sugiere un origen remplazativo del cuarzo en los dos casos.

La presencia del cuarzo autigénico se restringe exclusivamente a los serpúlidos en el caso del cuarzo fibroso, y a la matriz micrítica o a los oolitos con envueltas micríticas en el caso del cuarzo sintaxial, a los que remplazan selectivamente. Este hecho supone que en ambos casos la precipitación del cuarzo, de algún modo, estuvo ligada a la presencia de estos carbonatos. El remplazamiento selectivo de determinados fósiles carbonáticos, oolitos y matriz micrítica por cuarzo fibroso o megacuarzo ha sido descrito por algunos autores como Meyers (1977) y Hatfield (1975).

Son numerosos los autores que consideran que la silicificación en secuencias carbonáticas se produce en etapas tempranas de la diagénesis (Namy, 1974; Meyers, 1977; Knauth, 1979; Geeslin y Chafetz, 1992; Chafetz y Zhang, 1998). Sin embargo, en nuestro caso, no tenemos ninguna evidencia que nos haga suponer un origen temprano o tardío para ninguna de las variedades de cuarzo observadas, ya que en ningún caso las hemos podido observar su relación con el resto de las fases diagenéticas.

En cuanto al origen de la sílice, ésta puede proceder de la disolución de las espículas silíceas de esponjas, de naturaleza opalina (Meyers, 1977; Knauth, 1979; Geeslin y Chafetz, 1982; Hesse, 1990a) cuya disolución puede tener lugar de forma muy rápida durante las primeras etapas de la diagénesis (Land, 1976; Reitner, 1986; Brachert, 1991; Zimmerle, 1991). En nuestro caso se han observado abundantes espículas de esponjas, disueltas y cementadas posteriormente de calcita que en CL presenta un zonado NL-LB muy similar al del cemento meteórico de calcita en mosaico drúsico por lo que la disolución de las espículas tuvo lugar en una etapa previa y por tanto también temprana. La disolución de estas espículas, de haber sido silíceas en origen, pudo haber sido la fuente de sílice para la precipitación del cuarzo autigénico.

### III.3.3.E.6. Estilolitos

En esta sección estratigráfica los estilolitos paralelos a la estratificación, muy abundantes y visibles a escala macroscópica, se formaron por la compactación química de los sedimentos como consecuencia de la

presión litostática generada por la carga de sedimentos (Choquette y James, 1990; Tucker y Wright, 1990; Andrews y Railsback, 1997). En este sector, el espesor de los sedimentos que se depositaron sobre la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros fue de unos 2000-2500 m durante el Jurásico terminal y Cretácico inferior (Guimerá *et al.*, 1995) y de 800-900 m más durante el Cretácico superior (Alonso *et al.*, 1993). En la parte media y superior de la unidad los granos de cuarzo son poco abundantes (menos del 1 %) y se encuentran muy diseminados entre el sedimento, por lo que la gran acumulación de los granos de cuarzo, menos solubles que el carbonato, a lo largo de estas juntas supone que la reducción en el espesor de la unidad arrecifal debido a la compactación química fue significativa.

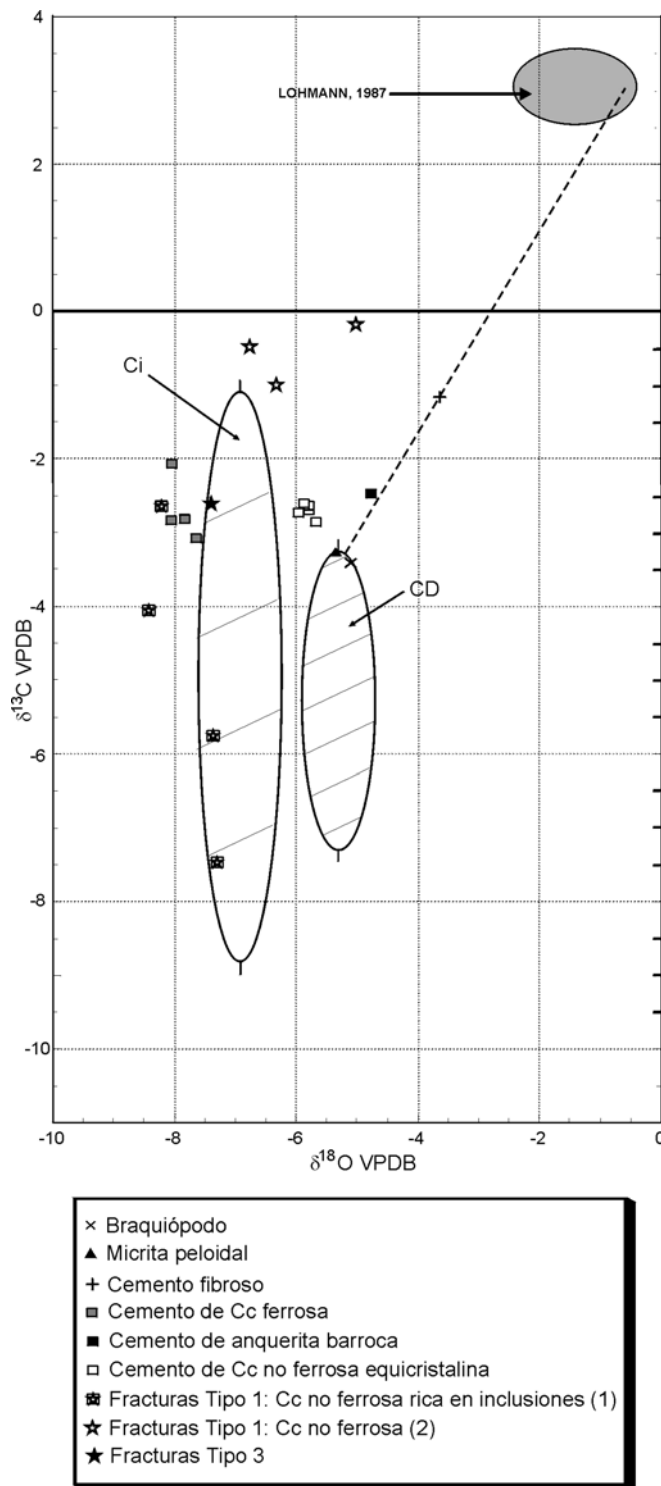
Los estilolitos transversales comúnmente se interpretan como generados a consecuencia de los esfuerzos tectónicos (Choquette y James, 1990; Tucker y Wright, 1990; Andrews y Railsback, 1997). En esta sección estratigráfica, estos estilolitos se desarrollaron posteriormente a los paralelos a la estratificación ya que los transversales afectan a las fracturas de Tipo 2 y en algunos casos a las de Tipo 3, que cortan a los estilolitos paralelos a la estratificación, y su desarrollo posiblemente tuvo lugar debido a los esfuerzos tectónicos durante la compresión alpina que a partir del Paleógeno tuvo lugar en este Sector de la Cuenca de Cameros (Guimerá *et al.*, 1995).

### III.3.3.E.7. Fracturas

#### III.3.3.E.7.a. Fracturas de Tipo 1

Estas fracturas, afectan a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos, están rellenas por mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, y están cortadas por los estilolitos (Figs. 3.3.3.17C). El hecho de que los mosaicos de calcita que las rellenan sean indistinguibles de los mosaicos *blocky* con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se encuentran en el interior de cavidades primarias y de disolución a las que afectan estas fracturas (Figs. 3.3.3.16A) y de que la composición isotópica de ambos mosaicos sea tan similar (Fig. 3.3.3.2A; 3.3.3.31) sugiere un origen común; es decir, remplazamiento de anquerita y sustitución de calcita. Sin embargo, no hemos encontrado en la calcita que cementa estas fracturas texturas relictas de zonas de crecimiento con gran cantidad de inclusiones o cristales con extinción ondulante que nos hicieran suponer la precipitación original de anquerita, por lo que es posible que su relleno estuviera relacionado con la etapa de precipitación de la calcita ferrosa.

La disposición vertical de la mayoría de estas fracturas y el hecho de que estén afectadas por los



**Fig. 3.3.3.31.** Composiciones isotópicas de la calcita que rellena las fracturas de Tipo 1 y 3. CD: Elipse definida para el cemento en mosaico drúsico de calcita. Ci: Elipse definida para los mosaicos blocky de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe. Obsérvese como algunos de los datos isotópicos de la calcita rica en inclusiones que rellenan las fracturas de Tipo 1 (1) están incluidas en esta elipse.

estilolitos paralelos a la estratificación, generados a consecuencia de la carga de sedimentos, sugiere que su formación se produjo durante el enterramiento de la

unidad arrecifal, pero previamente a las etapas en las que el enterramiento fuera, al menos, máximo.

Estas fracturas en algunos casos sufrieron probablemente un proceso de reapertura que dio lugar a la fracturación y brechificación de la generación de calcita no ferrosa rica en inclusiones y a la precipitación de otra generación de calcita no ferrosa. Esta segunda generación está formada por calcita LM que tiene unas características petrográficas y una composición isotópica en O muy similar al cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino, por lo que es posible que el fluido que dio lugar a la precipitación de la calcita en ambos casos fuera el mismo. En cualquier caso, la composición isotópica en C de la calcita que rellena las fracturas es más pesada que la del cemento de calcita en mosaico equicristalino y en ningún caso, superior a  $-1\text{‰}$  (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.31), lo que indica la muy escasa incorporación de C ligero orgánico en la calcita que las cementa. Estas composiciones tan pesadas en C también indican la baja interacción del fluido que precipitó la calcita de estas fracturas con la roca encajante ya que tanto los carbonatos deposicionales como los diagenéticos tienen en todos los casos isótopos de C más ligeros (Fig. 3.3.3.2B).

### III.3.3.E.7.b. Fracturas de Tipo 2

La orientación transversal de estas fracturas y el hecho de que corten a las de Tipo 1 y a los estilolitos paralelos a la estratificación, sugiere que se formaron al menos, tras la etapa de enterramiento de la unidad arrecifal en la que finalizó el desarrollo de estos estilolitos. Sin embargo, su desarrollo tuvo que ser previo a los esfuerzos tectónicos que dieron lugar al desarrollo final de los estilolitos transversales.

Las fracturas de Tipo 2 están rellenas de calcita no ferrosa que tiene una composición isotópica en O muy negativa y variable en C (Fig. 3.3.3.2B). Como se discutió en el Sector del Sur del Moncayo, estas composiciones tan negativas en O probablemente se deban a que la precipitación de la calcita tuvo lugar a partir de aguas relativamente calientes. La composición isotópica variable en C supone la variación en la incorporación de C ligero en la red de la calcita que rellena estas fracturas. El hecho de que estas calcitas no contengan Fe en su estructura indica que el fluido a partir del cual precipitaron era oxidante o contenía muy poco Fe disuelto.

### III.3.3.E.7.c. Fracturas de Tipo 3

Estas fracturas se desarrollaron posteriormente a las de Tipo 1 y 2 y también en algún caso posteriormente a los estilolitos transversales, por lo que su formación se pudo producir incluso con posterioridad a los esfuerzos

tectónicos que dieron lugar al desarrollo final de estos estilolitos.

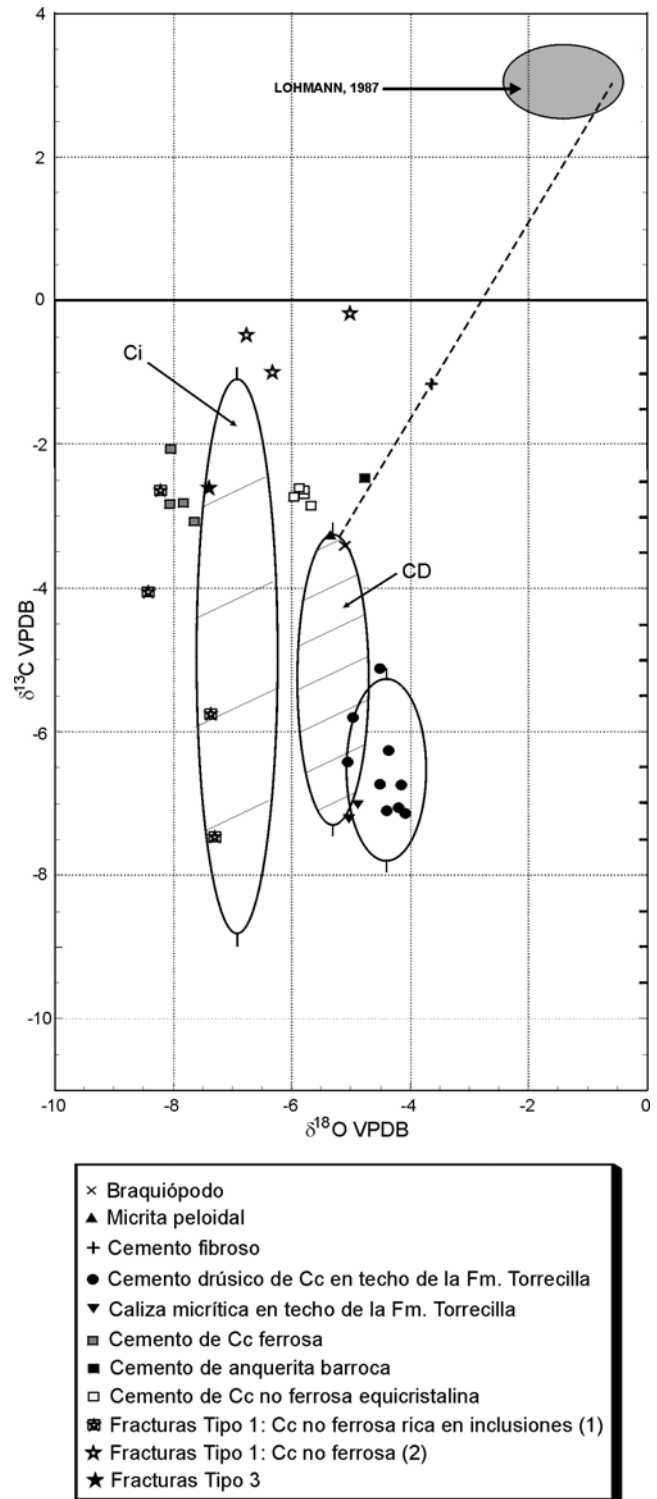
Están cementadas por calcita no ferrosa NL o con un zonado LM-NL-LB, que es muy común en las calcitas meteóricas (Machel y Burton, 1991). La composición isotópica de esta calcita (Figs. 3.3.3.2B; 3.3.3.31) no es indicativa de ningún ambiente diagenético en particular aunque esta composición, así como su luminiscencia, son compatibles con su precipitación en un ambiente meteórico.

### III.3.3.F. Interpretación de las fases diagenéticas del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros

Las características petrográficas de la mayor parte de los carbonatos diagenéticos observados en las facies oolíticas del techo de la unidad son idénticas a las observadas en el resto de las de la Fm. Torrecilla en Cameros, por lo que su interpretación es similar, especialmente en el caso de las micritas peloidales, envueltas micríticas, cemento de calcita fibrosa, mosaicos xenotópicos de calcita, cemento syntaxial y mosaicos *blocky* de calcita ricos en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

Hay, sin embargo, ciertas particularidades en los cementos de calcita no ferrosa en mosaico drúsico, que rellenan la porosidad intergranular, móldica y de tipo *vug* y canal en los depósitos del techo, que presentan una petrografía que no siempre es idéntica a la de los cementos de este tipo precipitados en el resto de la unidad arrecifal. En la mayor parte de la unidad arrecifal la calcita meteórica en mosaico drúsico está formada por una única generación de cemento NL o con un zonado NL-LB-LM (Figs. 3.3.3.8; 3.3.3.9; 3.3.3.12). Sin embargo, en el último metro de la sección estratigráfica se han observado dos generaciones distintas separadas por una superficie de corrosión (Fig. 3.3.3.16A). La primera generación es no ferrosa y NL por lo que probablemente precipitó en un ambiente oxidante. La segunda generación presenta un zonado NL-LB-LM que posiblemente represente el paso de condiciones óxicas a subóxicas y finalmente a condiciones reductoras durante su precipitación.

Las composiciones isotópicas de los cementos en mosaico drúsico del techo de la unidad arrecifal son típicas de las calcitas precipitadas en un ambiente meteórico con  $\delta^{18}\text{O}$  ligeros y  $\delta^{13}\text{C}$  negativos debido a la incorporación de C ligero orgánico (Lohmann, 1987). Sin embargo estas composiciones son algo distintas a las del cemento en mosaico drúsico del resto de la unidad (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.32). En el techo, estas calcitas presentan composiciones isotópicas, en general, más negativas en C que las del



**Fig. 3.3.3.32.** Composiciones isotópicas del cemento drúsico de calcita precipitado en las calizas oolíticas, y de las calizas micríticas y nodulizadas adyacentes, del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. La elipse define la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores obtenidos en C y O del cemento en mosaico drúsico en el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. Obsérvese como las composiciones isotópicas en ambos casos son más ligeras en O que las de los cementos de calcita en mosaico drúsico del resto de la unidad arrecifal y que están representados por la elipse CD. Ci: Elipse definida para los mosaicos blocky de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

resto de la unidad, debido a su mayor incorporación de C ligero orgánico procedente de la oxidación de la materia orgánica del suelo, más cercano a las zonas del techo (Allan y Mathews, 1982; Lohmann, 1987). La composición isotópica media en O de las calcitas del techo es un 0.9 ‰ más ligera que la de los mosaicos drúsicos del resto de la unidad (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.32). Esta variación en -0.9 ‰ se puede explicar:

1. Si la composición isotópica del agua a partir de la cual precipitó este cemento en el techo era más ligera que la que precipitó el cemento drúsico en el resto de la unidad y la temperatura del agua similar en ambos casos. Consideramos improbable esta hipótesis ya que es difícil explicar una diferencia en la composición isotópica del agua de -1 ‰ (Friedman y O'Neil, 1977) entre dos zonas de la unidad distante no más de uno o dos metros en la vertical.

2. Si la composición isotópica del agua que precipitó ambos cementos era la misma pero la temperatura era menor en el agua que precipitó las calcitas del techo. En este caso la temperatura del agua que precipitó el cemento en el techo habría sido 4° C más fría que la que precipitó en el resto de la unidad (Friedman y O'Neil, 1977), lo que consideramos también improbable.

3. Si la composición isotópica del agua fue la misma en los dos casos pero la tasa de evaporación fue mayor en la zona de techo. Consideramos esta hipótesis como la más probable ya que es en las zonas más superficiales donde se produce una mayor tasa de evaporación del agua intersticial, que en este caso habría sido un 10% mayor en la zona del techo (Bottinga y Craig, 1969; Friedman y O'Neil, 1977).

Las características petrográficas y geoquímicas de las calizas micríticas que se han observado en esta zona de techo, remplazando a las calizas oolíticas, son compatibles con las de los carbonatos edáficos (Wright, 1987; Tucker y Wright, 1990; Wright y Tucker, 1991) que en este caso se desarrollaron sobre la unidad arrecifal una vez expuesta. Estas calizas están a menudo ferruginizadas y nodulizadas (Fig. 3.3.3.18B). Los nódulos en algunos casos sufrieron un proceso de septarización como consecuencia de la deshidratación de su núcleo (Raiswell, 1971; Duck, 1995). Estas septarias fueron posteriormente rellenas por un mosaico drúsico de calcita no ferrosa que presenta en CL un zonado similar al del cemento drúsico que rellenaba la porosidad en las facies oolíticas del techo y posiblemente tuvieron el mismo origen (ya que estas calizas micríticas también tienen una composición isotópica muy similar a la del cemento en mosaico drúsico de las facies oolíticas del

techo, que ha sido interpretado como de origen meteórico) (Fig. 3.3.3.2B; 3.3.3.32).

Tras el cemento en mosaico drúsico que rellena la porosidad de las calizas oolíticas del techo y de las calizas micríticas edáficas (o bien en cavidades de tipo *vug* y canal que afectan a ambas) se han observado agregados vermiculares de caolín y óxidos/hidróxidos de Fe, que los remplazan (Fig. 3.3.3.19) y que interpretamos, al igual que la costra hematítica del techo, como de origen edáfico. El caolín y los óxidos/hidróxidos de Fe son característicos de suelos desarrollados en las zonas húmedas de los trópicos, donde la meteorización es muy intensa (Keller, 1970; Tucker, 1987).

### III.3.3.G. Interpretación de los carbonatos de la Afm. Ágreda

#### III.3.3.G.1. Cantos de caliza de los depósitos de canal

Parte de estos cantos están formados por calizas grises *mudstone* y *wackestone* con granos de cuarzo y, en ocasiones, con textura alveolar-septal y nodulización (Fig. 3.3.3.20A), ambas comúnmente asociadas al desarrollo de suelos (Steinen, 1974; Goldstein, 1988; Wright y Tucker, 1991). La composición isotópica de estas calizas es típica de los carbonatos meteóricos (con  $\delta^{18}\text{O}$  negativos y constantes y con  $\delta^{13}\text{C}$  variables y negativos) y muy similar a la de los cementos de calcita en mosaico drúsico de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros (Fig. 3.3.3.33). Estas características sugieren que los cantos de calizas micríticas grises procedieron de la erosión de calizas lacustres, palustres o de origen edáfico.

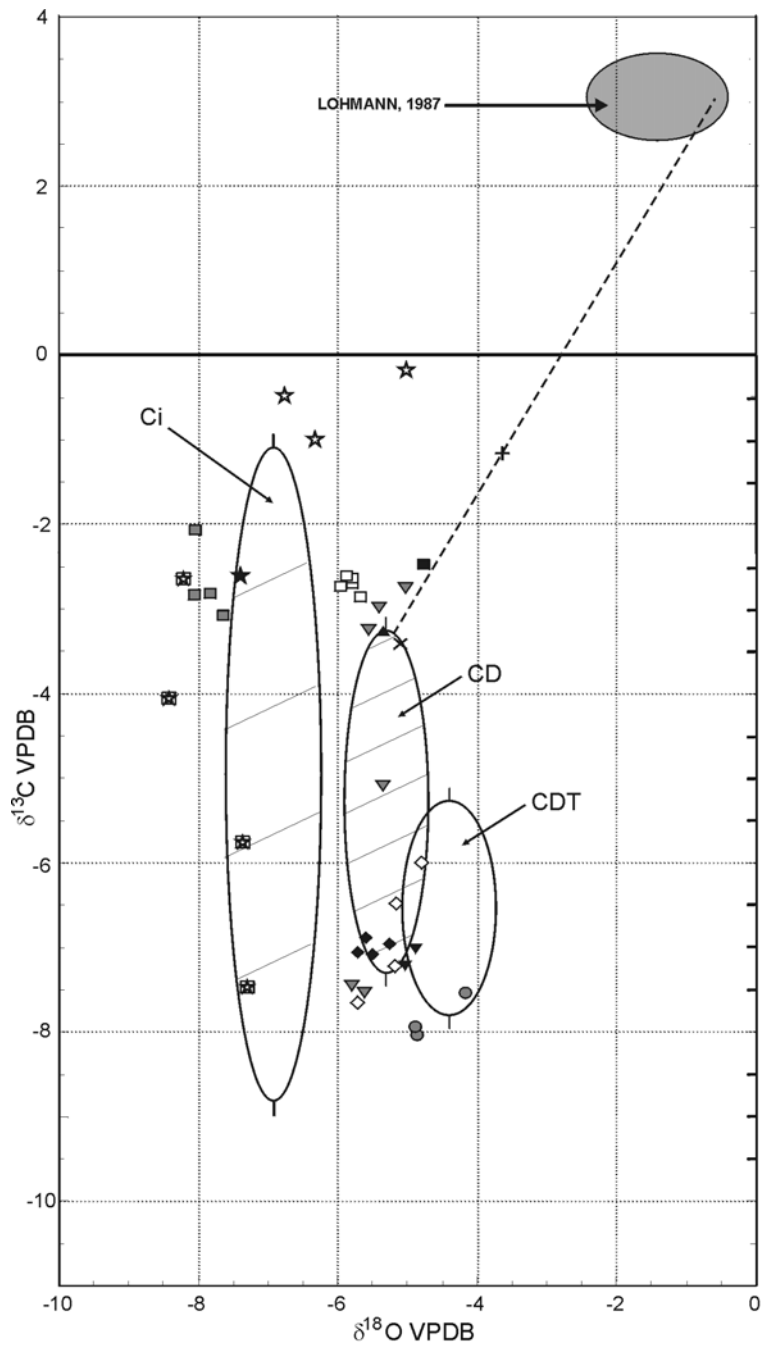
En estos depósitos de canal también son muy abundantes los fragmentos de calizas oolíticas, que en muchos casos están ferruginizadas (Fig. 3.3.3.20B). En estas calizas la primera generación de cemento que precipitó exclusivamente en la porosidad primaria intergranular corresponde a una banda isopaca de calcita fibrosa y columnar no ferrosa y NL que interpretamos como de origen marino freático, aunque posteriormente fue neomorfizada. Tras la precipitación de esta generación de cemento estas calizas sufrieron un proceso de ferruginización en el que se produjo el remplazamiento de las envueltas oolíticas por óxidos/hidróxidos de Fe y su precipitación tanto en la porosidad primaria como en la móldica. El cemento posterior de calcita no ferrosa en mosaico drúsico que rellena la porosidad intergranular, móldica y de tipo *vug* de estos cantos tiene unas características petrográficas e isotópicas muy similares a los cementos drúsicos precipitados en las calizas oolíticas de la Fm. Torrecilla en



Cameros y, en concreto, a los del techo de esta unidad (3.3.3.33). Por esta razón interpretamos que su origen es el mismo: precipitación en un ambiente freático meteórico de características oxidantes y a partir de aguas de características isotópicas similares en ambos casos. Estos procesos de cementación y

ferruginización fueron, en cualquier caso, previos al proceso erosivo que dio lugar a la formación de los cantos.

Por último, una característica común en estos depósitos de canal es que los cantos están cortados



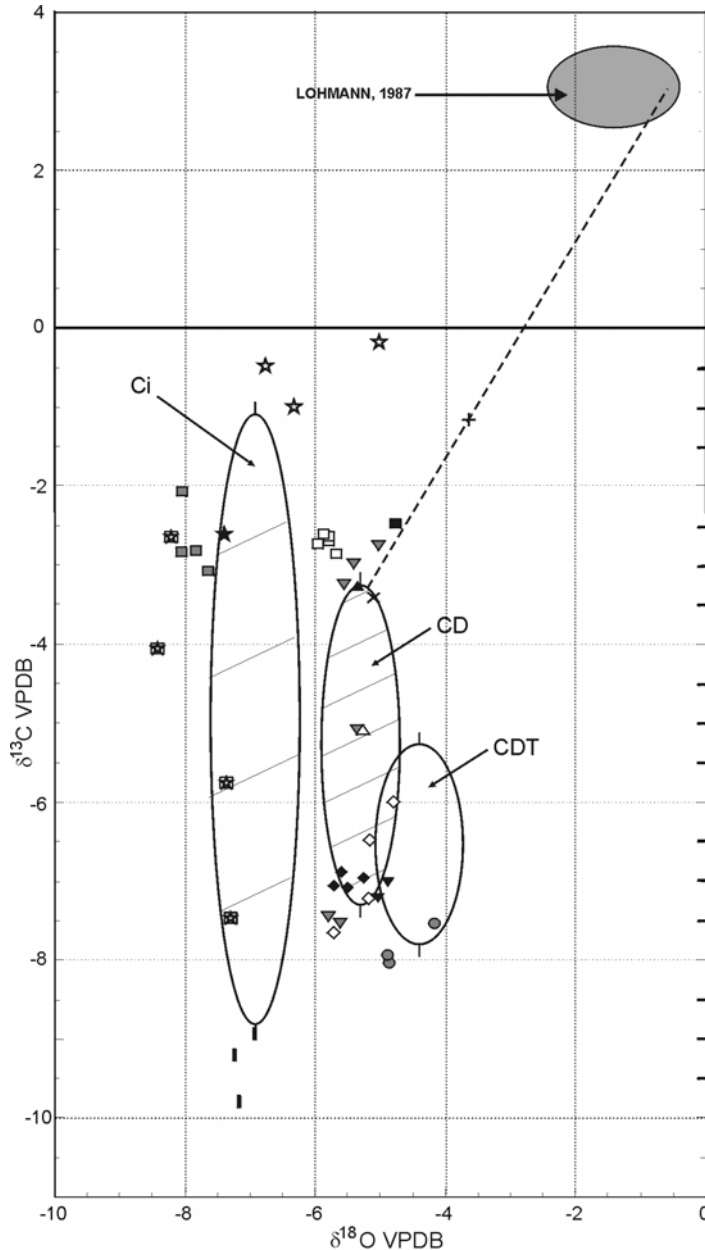
**Fig. 3.3.3.33.** Composiciones isotópicas de los carbonatos de la Afm. Ágreda. Obsérvese como la mayor parte de las composiciones isotópicas de estos carbonatos están incluidas en la elipse definida para el cemento drúsico de calcita de la Fm. Torrecilla en Cameros (CD) o en la elipse definida para estos cementos precipitados en el techo de la unidad arrecifal (CDT). Ci: Elipse definida para los mosaicos blocky de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

Fm. TORRECILLA EN CAMEROS	Afm. ÁGREDA
× Braquiópodo	<u>Cantos en depósitos de canal</u>
▲ Micrita peloidal	● Cemento drúsico en cantos de calizas oolíticas
+ Cemento fibroso	▼ Cantos de calizas micríticas la cuestas y palustres
▼ Caliza micrítica en techo de la Fm. Torrecilla	<u>Calizas palustres</u>
■ Cemento de Cc ferrosa	◆ Matriz micrítica
■ Cemento de anquerita barroca	◇ Cemento de calcita en mosaico drúsico
□ Cemento de Cc no ferrosa equicristalina	
■ Fracturas Tipo 1: Cc no ferrosa rica en inclusiones (1)	
★ Fracturas Tipo 1: Cc no ferrosa (2)	
★ Fracturas Tipo 3	

por fracturas rellenas de un mosaico de calcita no ferrosa LB-LM rico en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe muy similares petrográficamente a las calcita que rellenaban las fracturas de Tipo 1 en la unidad arrecifal, por lo que creemos que su origen es el mismo en ambos casos: remplazamiento de anquerita o calcita ferrosa.

### III.3.3.G.2. Calizas palustres

La porosidad, principalmente fenestral, de estas calizas *mudstone*, nodulosas a menudo, está rellena por un sedimento interno carbonático que puede ocluirla por completo. Otras veces se ha observado un cemento de calcita no ferrosa en mosaico NL o NL-LB que en ocasiones crece gravitacionalmente



**Fig. 3.3.3.34.** Composiciones isotópicas de la calcita prismática precipitada en cavidades kársticas presumiblemente recientes. Obsérvese la similitud en las composiciones en O de esta calcita con la de los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones, representados en la elipse Ci, y con el cemento de calcita precipitado en las fracturas de Tipo 3.

#### Fm. TORRECILLA EN CAMEROS

- × Braquiópodo
- ▲ Micrita peloidal
- + Cemento fibroso
- △ Mosaico xenotópico de calcita
- ▼ Caliza micrítica en techo de la Fm. Torrecilla
- Cemento de Cc ferrosa
- Cemento de anquerita barroca
- Cemento de Cc no ferrosa equicristalina
- ⊠ Fracturas Tipo 1: Cc no ferrosa rica en inclusiones (1)
- ★ Fracturas Tipo 1: Cc no ferrosa (2)
- ★ Fracturas Tipo 3

#### Afm. ÁGREDA

##### Cantos en depósitos de canal

- Cemento drúsico en cantos de calizas oolíticas
- ▼ Cantos de calizas micríticas lacustres y palustres

##### Calizas palustres

- ◆ Matriz micrítica
- ◇ Cemento de calcita en mosaico drúsico

##### Cc EN CAVIDADES KÁRSTICAS

- Cc prismática

(Fig.3.3.3.3.), lo que sugiere que su precipitación tuvo lugar en la zona vadosa. En otras ocasiones, incluso dentro de la misma muestra, no se observa este crecimiento gravitacional y los cementos tapizan por completo las cavidades, lo que sugiere la precipitación de este cemento en mosaico se produjo en una zona con fluctuaciones en el nivel freático.

La composición isotópica de la matriz micrítica es muy similar a la de los cantos de calizas grises edafizadas que se encontraron en los depósitos de canal de esta Aloformación y también a la de los cementos de calcita en mosaico drúsico meteóricos precipitados en el tercio superior de la unidad arrecifal (Fig. 3.3.3.33). La composición isotópica de los cementos precipitados en la porosidad fenestral de estas calizas es similar a la de la matriz, si bien, su composición isotópica en O es algo más ligera (Fig. 3.3.3.33), probablemente debido al efecto de la evaporación.

En alguna de las cavidades de mayor tamaño de estas calizas se ha observado una generación de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y LM/LB heterogénea de características muy similares a los mosaicos *blocky* de calcita ricos en inclusiones observados en la Fm. Torrecilla en Cameros, por lo que consideramos que su origen es el mismo: remplazamiento de anquerita o calcita ferrosa.

### **III.3.3.H. Interpretación del cemento de calcita prismática en grandes cavidades tardías**

Este cemento, formado por grandes cristales de calcita no ferrosa y NL y precipitado en grandes cavidades que afectan a todos los carbonatos diagenéticos descritos en este capítulo, probablemente corresponde a espeleotemas precipitados en cavidades kársticas. Como se puede observar en las figuras 3.3.3.34 la composición isotópica de esta calcita es muy similar a la de los mosaicos de calcita no ferrosa y ricas en inclusiones, aunque la composición en C de la calcita prismática es más ligera, lo que indica una mayor incorporación de C ligero orgánico en su estructura.

### **III.3.3.I. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria**

En este apartado nos ocuparemos de relacionar cada una de las fases diagenéticas observadas en el Sector de Soria con los distintos episodios sedimentarios y tectónicos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros, desde su depósito hasta su situación actual en superficie, y que han sido

resumidos en las figuras 3.3.3.35, 3.3.3.36 y 3.3.3.37. Como en el Sector del Sur del Moncayo, en este sector las edades de cada una de las sucesivas etapas se han asignado en función de la ausencia o presencia de las distintas fases diagenéticas en los depósitos de cada una de las formaciones estratigráficas estudiadas y de las relaciones de corte y yacencia entre las mismas.

#### **III.3.3.I.1. Etapa 1. Diagénesis marina (Kimmeridgiense inferior)**

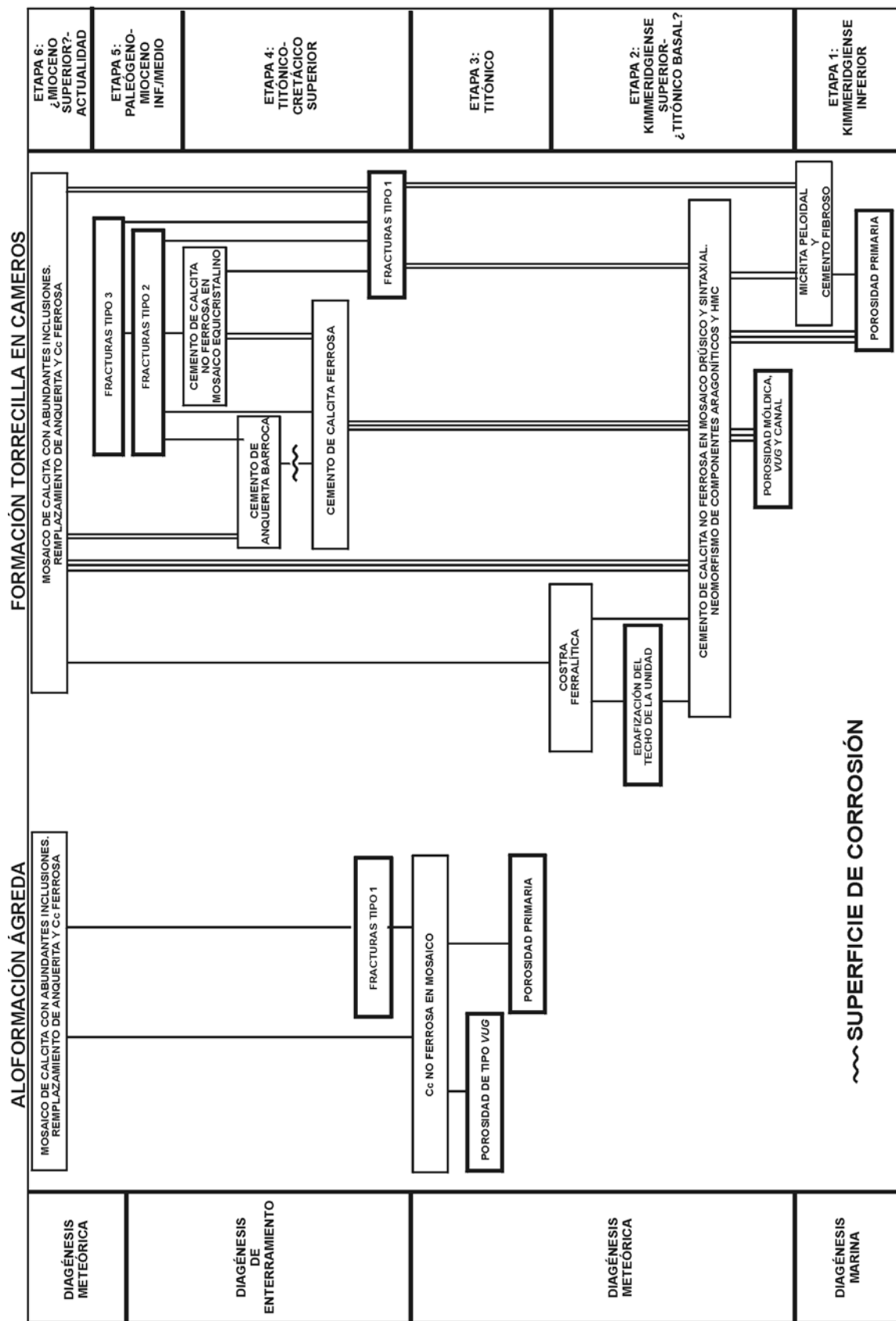
Durante esta etapa (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.36-1) tuvo lugar la sedimentación de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros en una rampa, carbonática en su mayor parte, y el desarrollo de los procesos diagenéticos submarinos como la micritización y precipitación de la micrita peloidal, el cemento fibroso y la piritita (Fig. 3.3.3.37A). En este sector, el cemento fibroso, en ocasiones asociado a la micrita peloidal, precipitó en la porosidad de los sedimentos depositados en un ambiente de rampa interna o media-interna situados por encima, o muy cerca, del nivel de base del oleaje en tiempo normal, donde se dan predominantemente las características necesarias para su precipitación (Schroeder y Purser, 1986; Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990b; Tucker y Wright, 1990).

Durante esta etapa también precipitó la piritita por debajo de la interfase agua-sedimento donde la materia orgánica de los sedimentos se descompone principalmente por la acción de las bacterias que consumen oxígeno, creándose un ambiente reductor (Tucker, 1987). En este ambiente la precipitación de piritita se debe principalmente a la actividad de las bacterias sulfato-reductoras, que producen  $\text{SH}_2$  que reacciona con el  $\text{Fe}^{2+}$  que está en solución (Berner, 1970). En este sector, de hecho, la mayor proporción de piritita se ha observado diseminada en la matriz micrítica de la roca y sobre todo en el interior de algunas conchas de braquiópodos, donde la concentración de materia orgánica, diseminada en la matriz o procedente de la los organismos recién muertos, posiblemente era mayor y facilitó la actividad de las bacterias y la creación del ambiente reductor necesario para la precipitación de la piritita.

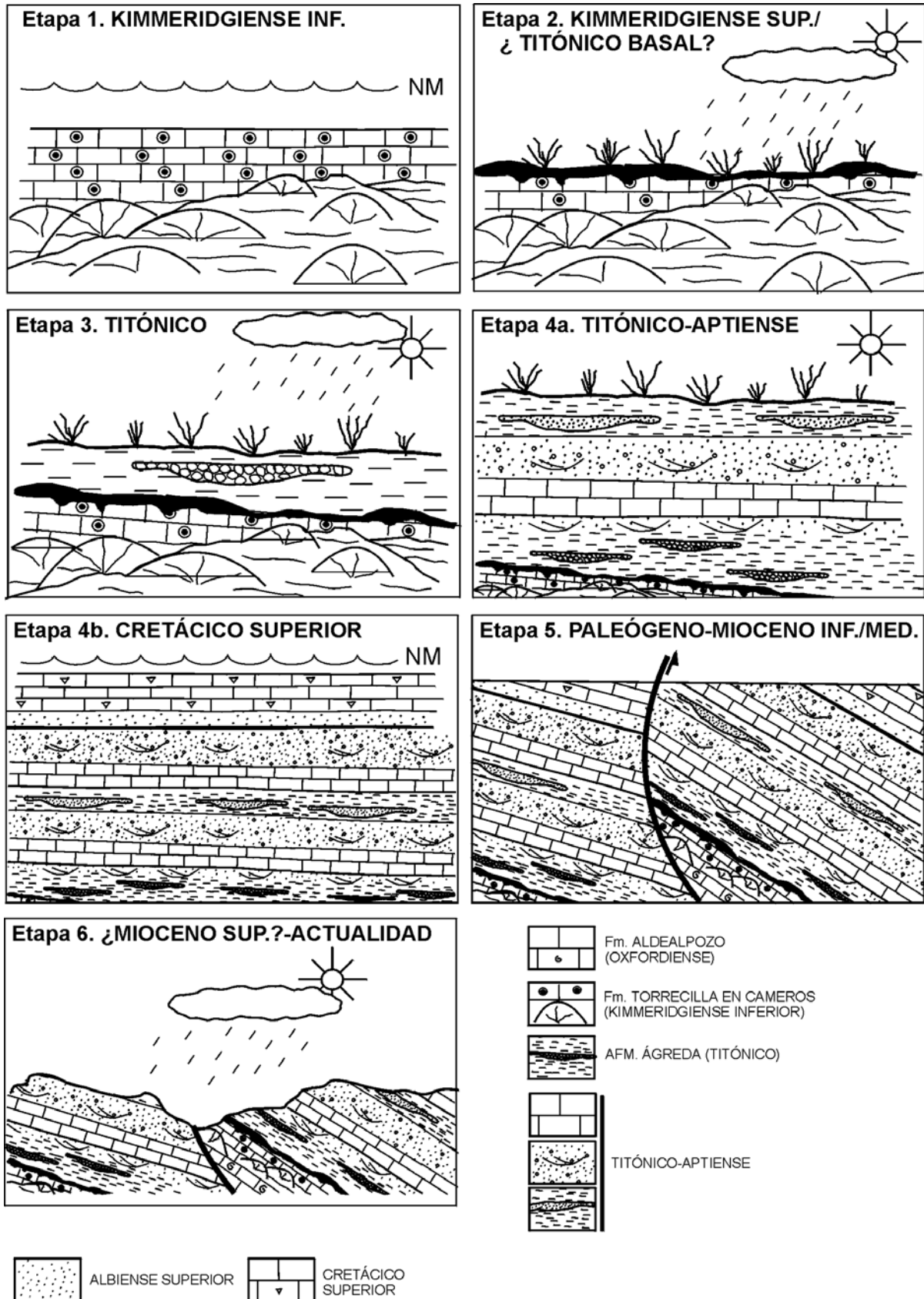
#### **III.3.3.I.2. Etapa 2. Diagénesis meteórica (Kimmeridgiense superior-¿Titónico basal?)**

Tras finalizar la etapa anterior, la Fm. Torrecilla en Cameros quedó expuesta (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.36-2) produciéndose la entrada de las aguas meteóricas en la unidad. La interacción de estas aguas meteóricas con los carbonatos de origen marino produjo la disolución y neomorfismo de los componentes originalmente

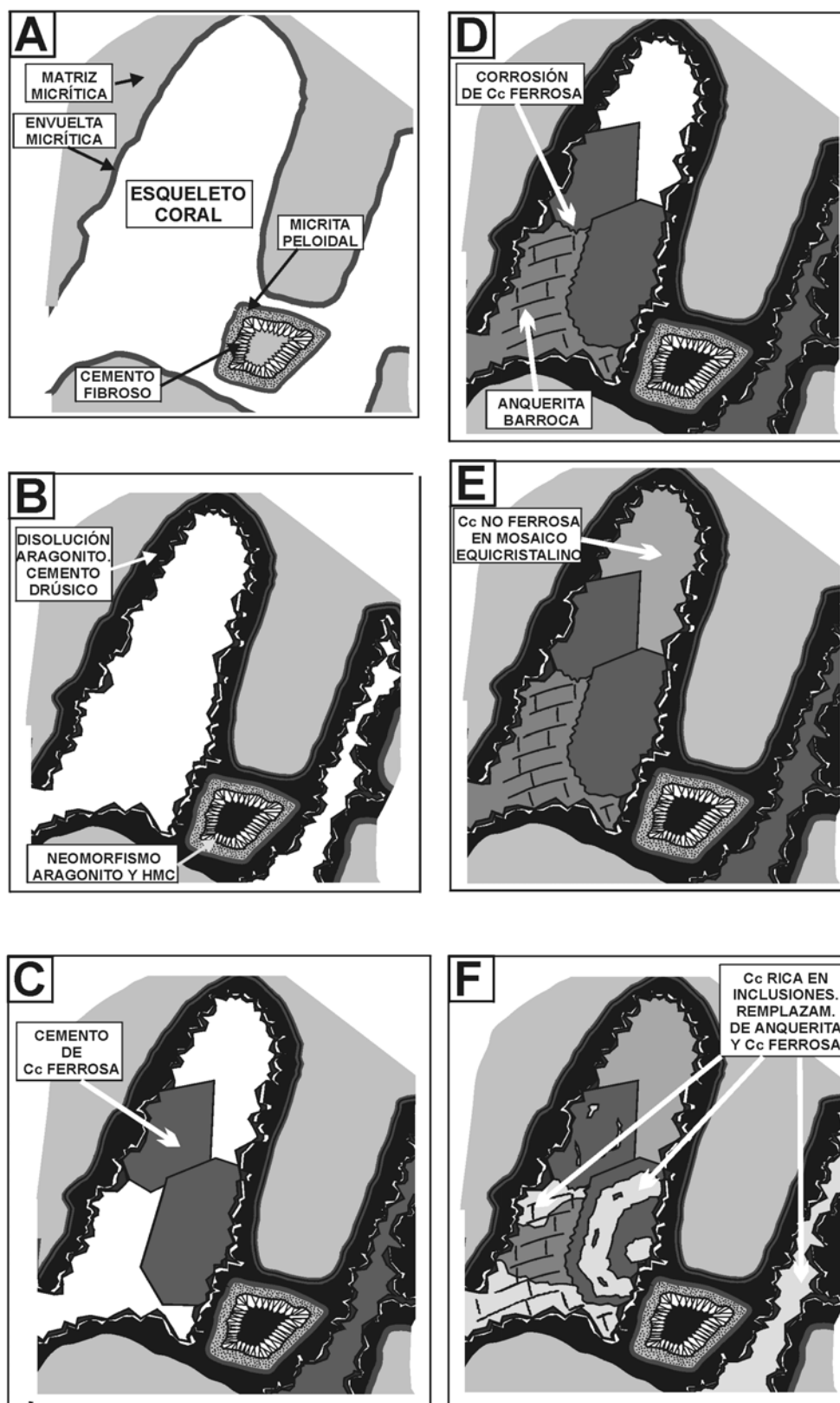




**Fig. 3.3.3.35.** Esquema representativo y resumen de la secuencia diagénica observada tanto en la Fm. Torrecilla en Cameros como en la Afm. Ágrede en el Sector de Soria. En este esquema se ha representado, a la izquierda, el ambiente diagénico en el que tuvieron lugar cada uno de los procesos; y a la derecha se ha representado la edad inferida de cada uno de ellos. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagénicas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (|||); común (||); poco común (|).



**Fig. 3.3.3.36.** Resumen ilustrativo que muestra las distintas etapas de la evolución sedimentaria y tectónica que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria: **1.** Desarrollo de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros. NM: Nivel del mar. **2.** Exposición subaérea de la unidad arrecifal. Edafización y desarrollo de la costra ferralítica. **3.** Comienzo del depósito de la Afm. Ágreda. **4a.** Enterramiento de la unidad arrecifal durante la sedimentación de los depósitos finijurásicos-eocretácicos, fundamentalmente continentales. **4b.** Mayor enterramiento de la unidad arrecifal durante la sedimentación del Cretácico superior. **5.** Levantamiento tectónico durante la compresión alpina. **6.** Erosión y exhumación de las distintas unidades.



**Fig. 3.3.3.37.** Esquemas ilustrativos idealizados que muestran los principales procesos diagenéticos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria: **A.** Procesos sinsedimentarios (Kimmeridgiense inferior). **B.** Neomorfismo y disolución de los componentes marinos y precipitación del cemento de calcita en mosaico drúsico (Kimmeridgiense superior- ¿Titónico basal?). **C.** Precipitación del cemento de calcita ferrosa (¿Cretácico inferior?). **D.** Corrosión de la calcita ferrosa y precipitación del cemento de anquerita (¿Cretácico superior?). **E.** Precipitación del cemento de calcita en mosaico equicristalino (¿Cretácico superior?). **F.** Reemplazamiento y sustitución de la anquerita y de la calcita ferrosa por mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (¿Mioceno superior?-Actualidad).



compuestos por HMC y aragonito e incluso LMC (Fig. 3.3.3.37B). En este sentido, conviene señalar que la mayor parte de los componentes originalmente aragoníticos están disueltos y raramente se encuentran neomorfizados, mientras que los originalmente formados por HMC están neomorfizados y raramente se encuentran disueltos. Por esta razón consideramos que la composición original de algunos de los carbonatos marinos, como el cemento fibroso y las envueltas oolíticas, cuya composición original, que desconocemos, puede ser tanto de aragonito como de HMC (Medwedeff y Wilkinson, 1983; Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990b), debieron estar compuestos originalmente por HMC, ya que suelen estar bien conservados y muy raramente se encuentran disueltos.

A medida que los componentes marinos se iban disolviendo, las aguas freático-meteóricas que atravesaban la unidad se fueron enriqueciendo en Ca hasta llegar al nivel de sobresaturación de la calcita, produciéndose la precipitación del cemento de calcita en mosaico drúsico y del cemento de calcita sintaxial en un sistema abierto tanto en la porosidad primaria remanente como en la porosidad secundaria de disolución y que, en cualquier caso, tuvo lugar previamente a la compactación mecánica de la unidad (Fig. 3.3.3.37B). El neomorfismo de los carbonatos marinos se produjo a partir de la misma agua y coetáneamente a la precipitación de estos cementos, como lo indica su petrografía y el hecho de que las composiciones isotópicas del cemento de calcita y de los mosaicos xenotópicos sean muy similares y, en algunos casos, idénticas (Fig. 3.3.3.34).

Una vez expuesta, la unidad arrecifal sufrió un proceso de edafización que dio lugar a la formación de las calizas micríticas y nodulizadas situadas en el techo. La oxidación de la materia orgánica acumulada en el suelo probablemente fue la fuente del C ligero que se incorporó en los cementos de calcita meteórica que iban precipitando tanto en la unidad arrecifal como en las calizas edáficas. Por otro lado, en las zonas expuestas y más cercanas a la superficie, el proceso de evaporación de las aguas meteóricas intersticiales era mayor, por lo que los carbonatos precipitados en estas zonas tienen composiciones isotópicas en oxígeno algo más pesadas que los precipitados en los tramos inferiores, más alejados de la superficie de exposición.

La alteración edáfica del techo de la unidad continuó hasta el final de esta etapa con el desarrollo una costra hematítica (ferricreta), encostramientos que suelen desarrollarse en las zonas húmedas de los trópicos, en los que existe una meteorización intensa (Keller, 1970; Tucker, 1987).

### III.3.3.I.3. Etapa 3. Comienzo de la sedimentación de la Aloformación Ágreda (Titónico)

Durante el Titónico comenzó el período *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a la sedimentación de los depósitos continentales del “*Weald*” (Mas *et al.*, 1993) (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.36-3).

En este sector, la sedimentación de la Cuenca de Cameros comenzó con el depósito de la Aloformación Ágreda, de edad titónico y formada por lutitas, conglomerados, areniscas y calizas. Los conglomerados de la base de esta unidad están formados casi en su totalidad por cantos de calizas. Algunos de estos cantos corresponden a fragmentos de calizas muchas veces oolíticas y ferruginizadas cuyos cementos de calcita meteóricas presentan composiciones isotópicas muy similares a los precipitados en el techo de la unidad arrecifal. Es posible que estos cantos procedieran de la erosión de la parte superior de la Fm. Torrecilla en Cameros, ya edafizada y ferruginizada en áreas adyacentes de la cuenca.

También son frecuentes los cantos de calizas micríticas nodulizadas y con texturas alveolares, que pudieron proceder de la erosión de calizas lacustres y palustres que habían sido ya depositadas, tras la unidad arrecifal, en áreas adyacentes de la cuenca. La composición isotópica en O de estos cantos, así como la matriz y los cementos meteóricas precipitados en las calizas palustres intercaladas entre los conglomerados y lutitas de la base de la Afm. Ágreda, son muy similares a la del cemento de calcita meteórica en mosaico drúsico precipitado en la unidad arrecifal. Esto sugiere que todos estos carbonatos pudieron precipitar a partir de aguas de características similares y bajo condiciones ambientales también similares.

A medida que continuaba la sedimentación de la Afm. Ágreda en este sector, la Fm. Torrecilla en Cameros iba enterrándose progresivamente, lo que probablemente dio lugar a que la cementación del mosaico drúsico de calcita en la unidad arrecifal se fuera produciendo en un ambiente freático estancado, de características progresivamente más reductoras lo que dio lugar al zonado LB-LM, que tras la banda NL, se observa en estos cementos (Fig. 3.3.3.37B). Por otro lado, las bandas LB y sobre todo la LM tienen muy poco espesor, lo que pudo haberse debido, quizás, a las bajas concentraciones de carbonato disuelto en esas aguas. Probablemente durante esta etapa los carbonatos marinos ya se habían disuelto o neomorfizado en su totalidad y los depósitos de la unidad titónica, fundamentalmente

lutíticos, además de ser impermeables, no pudieron suministrar la cantidad de carbonato necesario para la precipitación de grandes volúmenes de calcita.

#### III.3.3.1.4. Etapa 4. Diagénesis de enterramiento (Titónico-Cretácico superior)

A partir del Titónico y durante el Cretácico inferior y superior, la Formación Torrecilla en Cameros fue enterrándose progresivamente a medida que se iba produciendo la sedimentación de los depósitos, en su mayor parte continentales, del “*Weald*” asociados a la etapa de *rifting* finijurásico-eocretácico. En este sector estos depósitos continentales pudieron alcanzar los 2000-2500 m de espesor (Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 3.3.3.36a). Posteriormente se produjo otro episodio de sedimentación durante la etapa de *post-rift* del Cretácico superior cuyos depósitos, formados en su mayor parte por calizas y dolomías, pudieron llegar a alcanzar en este sector los 800-900 m de espesor (Alonso *et al.*, 1993) (Figs. 3.3.3.37-4a; 4b).

Durante esta etapa se produjo en primer lugar la formación de las fracturas de Tipo 1 y la precipitación del cemento de calcita ferrosa (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.37C) tanto en estas fracturas como en la porosidad de la unidad arrecifal, y de la Afm. Ágreda. Estos procesos probablemente tuvieron lugar durante la etapa de *rifting*. Las características geoquímicas de este cemento son distintas a las de los cementos precipitados anteriormente y a los de los carbonatos deposicionales de la unidad arrecifal (Fig. 3.3.3.34). Esto sugiere que la precipitación de la calcita ferrosa tuvo lugar en un sistema abierto y con baja interacción roca/fluido. Por un lado, los altos contenidos de la calcita ferrosa en Fe y, sobre todo, en Mg, cuyo coeficiente de distribución en la calcita es bastante menor que 1 (Veizer, 1983), suponen que la concentración de estos elementos en el fluido que dio lugar a su precipitación fue relativamente alta. Estos altos contenidos contrastan con los bajos contenidos en Fe y Mg de los carbonatos de la roca encajante y de los cementos precipitados con anterioridad. Por otro lado, la composición isotópica de la calcita ferrosa es relativamente más pesada en C y más ligera en O que la de los carbonatos deposicionales y que los de los cementos previos (Fig. 3.3.3.34), por lo que el C de la calcita ferrosa difícilmente pudo proceder de la interacción del fluido con la roca encajante que, en cualquier caso tiene valores más ligeros en C. La composición isotópica en O de la calcita ferrosa es más ligera, en aproximadamente 2.5 ‰, que la de los carbonatos de la roca encajante. Esta variación se puede deber a que la composición en O de los fluidos que dieron lugar a la precipitación de una y otros fuera distinta, a que la composición de los fluidos fuera similar en ambos casos pero la temperatura de

precipitación fuera mayor en la calcita ferrosa o posiblemente a una mezcla de ambas hipótesis. En resumen, consideramos que los fluidos que dieron lugar a la precipitación cemento de calcita ferrosa llegaron a través de las fracturas de Tipo 1 desarrolladas durante la extensión del *rifting* y que se comportaron como fracturas conducto (Calvet y Travé, 1999) que hicieron llegar también los fluidos a las cavidades de la roca encajante todavía no cementadas por completo.

Estas fracturas de Tipo 1 están afectadas por los estilolitos paralelos a la estratificación generados como consecuencia de la carga de sedimentos, lo que supone que tras su desarrollo y la precipitación de la calcita ferrosa continuó el enterramiento de estas formaciones.

Tras la calcita ferrosa tuvo lugar la precipitación de la anquerita (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.37D), cuyo contacto corresponde a una superficie de corrosión, lo que indica la llegada de un fluido agresivo para la calcita ferrosa previamente o durante la precipitación de la anquerita. Como en el caso de la calcita ferrosa, las características geoquímicas de la anquerita sugieren que su precipitación tuvo lugar en un sistema abierto y con baja interacción roca/fluido, ya que es muy improbable que los altos contenidos en Fe y Mg de la anquerita procedieran de la interacción del fluido, a partir del cual precipitó, con la roca encajante, cuyos carbonatos tienen contenidos muy bajos en estos dos elementos.

Es también improbable que la anquerita precipitara a partir del mismo tipo de fluido que la calcita ferrosa. Por un lado existe una superficie de corrosión entre ambos cementos. Por otro, si tenemos en cuenta las concentraciones de elementos traza de la dolomita en equilibrio molar con los de la calcita ( $^{m}\text{Me}_{\text{dolomita}}/^{m}\text{Me}_{\text{calcita}}$ ) éstas son de: 0.43-0.50 para el Sr; 2.32-3.57 para el Mg y 1.18 para el Fe (Kretz, 1982; Veizer, 1983). Esto significa que si una calcita, como en nuestro caso la calcita ferrosa, tiene un contenido medio en Mg y Fe de 0.9 moles%, la dolomita precipitada a partir del mismo fluido tendría 1.18 veces más de Fe y de 2.32 a 3.57 veces más en Mg, lo que en nuestro caso no se cumple, ya que la anquerita tiene 16 veces más de Fe y una 30 veces más de Mg (Fig. 3.3.3.2A). Consideramos, por tanto que estos dos minerales en ningún caso pudieron coprecipitar o precipitar a partir del mismo fluido. En el interior de la calcita ferrosa, y sobre todo cerca del contacto con el cemento de anquerita, hay inclusiones euhédricas o subeuhédricas de anquerita de composición elemental muy similar a la del cemento de anquerita. Por las razones dadas anteriormente las inclusiones de anquerita no pudieron coprecipitar con la calcita ferrosa, o no pudieron proceder de un cemento de calcita muy rico en Mg y en Fe cuya disolución incongruente diera lugar a la precipitación de la

calcita ferrosa y a la anquerita. Es posible que las inclusiones de anquerita existentes en la calcita ferrosa precipitaran a la vez que el cemento de anquerita tras un proceso de disolución parcial de la calcita ferrosa que dio lugar a la creación de porosidad intracristalina en la calcita ferrosa y a la superficie de corrosión existente entre el cemento de anquerita y el de calcita ferrosa.

Por último, las composiciones isotópicas de la calcita ferrosa y de la anquerita son también muy distintas, sobre todo en O, ya que el  $\delta^{18}\text{O}$  de la anquerita es un 4 ‰ más pesado que el de la calcita ferrosa (Fig. 3.3.3.34). Estas variaciones en la composición isotópica suponen que el cemento y las inclusiones de anquerita pudieron precipitar a partir de un agua de composición igual o más ligera que la que precipitó a la calcita ferrosa y a iguales, o inferiores temperaturas o a partir de aguas más pesadas y a temperaturas iguales o superiores que las que precipitaron a la calcita ferrosa. Pero en ningún caso la precipitación de la anquerita se pudo producir a partir de aguas más ligeras que las que precipitaron a la calcita ferrosa y a mayores temperaturas ya que, en este caso, la anquerita habría tenido obligatoriamente una composición isotópica en O más ligera (Fritz y Smith, 1970; Sheppard y Schwarcz, 1970; Friedman y O, Neil, 1977; Woronick y Land, 1985).

Los estudios previos indica que la precipitación de la anquerita barroca o *saddle* se produce a temperaturas superiores a los 60-80°C y a partir de aguas hipersalinas (Radke y Mathis, 1980; Machel, 1987; Spötl y Pitman, 1998). Si asumimos un gradiente geotermal medio de 20-30° C/Km (Allen y Allen, 1990), para conseguir estas temperaturas mínimas se habría requerido un enterramiento de estas unidades de unos 2 Km, que en el Sector de Soria se alcanzaron durante el Cretácico superior cuando el espesor de sedimentos acumulados por encima de la unidad arrecifal llegaron a ser de hasta 3000-3500 m.

La presencia del cemento de anquerita está restringida en los tramos 9, 10 y 11 de la columna estratigráfica próximos a la fractura que afecta a los depósitos de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector (Figs. 3.3.1.1; 3.3.2.1). Durante el Cretácico medio-superior se produjo el metamorfismo hidrotermal de las unidades del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros situadas a unos 20 Km al N-NE de este sector (Casquet *et al.*, 1992; Barrenechea, 1994; Alonso-Azcárate, 1999; Mantilla Figueroa, 1999), lo que quizás, pudo también influir en la llegada de fluidos calientes, a favor de fracturas, que pudieron dar lugar a la precipitación de la anquerita.

En los tramos inferiores y medios de la unidad arrecifal, sin embargo, tras el cemento de calcita

ferrosa precipitó el cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.3.3.37E.). No podemos asegurar la relación temporal entre la anquerita y este cemento de calcita no ferrosa, ya que no hemos observado en contacto o en el interior de las mismas cavidades a estos dos cementos. Creemos, sin embargo, que la precipitación del cemento de calcita no ferrosa equicristalina tuvo lugar tras la de la anquerita, ya que el cemento de calcita ferrosa que precede al de calcita no ferrosa equicristalina contiene en algunos casos inclusiones de anquerita, que en ningún caso se han observado en el interior de la calcita no ferrosa. En cualquier caso, el cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino precipitó, además de en la porosidad de la unidad arrecifal, en algunas de las fracturas de Tipo 1 tras su reapertura. Las características isotópicas de las calcitas no ferrosas precipitadas en estas fracturas tras su reapertura sugieren que su precipitación se produjo en un sistema abierto, ya que las composiciones isotópicas en C de estas calcitas son las más pesadas, por lo que este C tan pesado no pudo proceder de la interacción del fluido que atravesaba estas fracturas con la roca encajante. Sin embargo, la composición isotópica de las calcitas no ferrosas equicristalinas observadas tras la calcita ferrosa en la porosidad, es muy similar en O a la de las fracturas, pero más ligera en C, lo que puede significar que la interacción roca/fluido fue mayor a medida que el fluido, procedente de las fracturas, iba atravesando la roca encajante y precipitando en la porosidad. En cualquier caso este cemento de calcita precipitó a partir de un fluido pobre en Fe pero con una relación Mg/Ca relativamente alta, ya que sus contenidos en Mg pueden llegar a ser de hasta 0.8 moles%.

### III.3.3.1.5. Etapa 5. Compresión alpina (Paleógeno-Mioceno inferior-medio)

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior-medio tuvo lugar el levantamiento tectónico de esta región, durante la compresión alpina (Guimerá *et al.*, 1995) (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.36-5). Durante este periodo compresivo probablemente se generaron las fracturas de Tipo 2, cementadas por una generación de calcita a temperaturas relativamente elevadas, y también los estilolitos transversales que afectan a los carbonatos, fracturas y estilolitos paralelos a la estratificación desarrollados durante las etapas previas. El relleno de estas fracturas está formado por calcita no ferrosa que presenta una composición isotópica en C variable desde valores relativamente pesados a valores más negativo y similares a los de los carbonatos de la roca encajante. Interpretamos que la calcita de estas fracturas precipitó en un régimen semicerrado con una interacción variable entre el fluido de las fracturas y la roca encajante. Estas fracturas de Tipo 2 a su vez están afectadas por los estilolitos transversales, lo que

sugiere que los esfuerzos compresivos continuaron afectando a la unidad arrecifal una vez cementadas las fracturas.

Durante los últimos estadios de esta etapa tuvo lugar la formación de las fracturas de Tipo 3 que pueden estar cortadas o cortan a los estilolitos transversales, lo que sugiere que su formación y relleno pudo producirse durante las últimas etapas de la compresión alpina que dieron lugar a la formación de estos estilolitos o incluso durante la siguiente etapa. Estas fracturas están rellenas por un mosaico de calcita cuyas características petrográficas y geoquímicas sugieren que su precipitación tuvo lugar a partir de aguas meteóricas que probablemente ya circulaban a través de la unidad arrecifal en respuesta al levantamiento tectónico durante la compresión alpina y al proceso erosivo que dio lugar a la erosión completa de los depósitos del Cretácico superior y la exhumación del resto de las unidades mesozoicas (Figs. 3.3.3.34.).

### **III.3.3.I.6. Diagénesis meteórica. (¿Mioceno superior?-actualidad) (Fig. 3.3.3.36-6)**

Durante esta etapa tanto la Fm. Torrecilla en Cameros como las formaciones continentales suprayacentes, que podían estar incluso ya expuestas como consecuencia de la elevación tectónica y el desmantelamiento progresivo de las distintas unidades, fueron afectadas por las aguas meteóricas

Bajo estas nuevas condiciones meteóricas la ankerita y la calcita ferrosa que rellenaban la porosidad y las fracturas se volvieron inestables y fueron reemplazadas por los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro (Figs. 3.3.3.35; 3.3.3.37F). Estos mosaicos de calcita tienen una composición isotópica media en O de  $-7\text{‰}$ , muy similar a la de algunos espeleotemas presuntamente recientes encontrados en este sector (Fig. 3.3.3.34). Por otro lado, las temperaturas actuales de las aguas subterráneas del Sector de Soria varían entre 10 y 12°C (datos no publicados del ITGE), compatibles con una temperatura atmosférica media de 10.5° C (datos del Instituto Nacional de Meteorología), y su composición isotópica en oxígeno varía entre  $-8$  y  $-10\text{‰}$  (SMOW) (Plata, 1994), por lo que las calcitas precipitadas en equilibrio bajo estas condiciones tendrían una composición isotópica de  $-6.5$  a  $-9\text{‰}$  (Friedman y O'Neil, 1977). Estos valores son muy similares a los valores obtenidos en las calcitas ricas en inclusiones que rellenan las fracturas y la porosidad de la unidad arrecifal, y también son similares a la composición isotópica de la calcita que rellena las fracturas de Tipo 3 (Fig. 3.3.3.34). Estos datos avalan la hipótesis de que el remplazamiento de la ankerita y la calcita

ferrosa por la calcita con abundantes inclusiones, tanto de la Fm. Torrecilla en Cameros como de la Afm. Ágreda, se produjo con la recarga de las aguas meteóricas durante esta etapa de exhumación. Por otro lado, es probable que este remplazamiento se produjera en un sistema semicerrado, lo que permitió que la mayor parte del  $\text{Fe}^{3+}$  precipitara en forma de óxidos/hidróxidos de Fe y no se quedara disuelto y transportándose con el agua, como probablemente habría pasado si el régimen hidráulico durante el remplazamiento hubiera sido abierto.



### **III.4. Sector de Torrecilla**





## III.4.1. Introducción

### III.4.1.A. Antecedentes

La primera cita que hemos encontrado y que trata específicamente de los corales en el área de Torrecilla en Cameros corresponde a Sánchez Lozano (1894) quien, en su memoria del mapa geológico de Logroño a escala 1:400000, señala la existencia de facies con corales del Jurásico que supone desarrollados en un ambiente arrecifal similar al que actualmente existe en algunas zonas del Pacífico.

La siguiente cita corresponde al trabajo realizado en este sector por Olagüe en 1936 sobre la lito- y bioestratigrafía del Jurásico marino. Este autor describe la existencia de calizas de corales a las que asigna al Lusitaniense (antiguo piso situado entre el Oxfordiense y Kimmeridgiense). Asimismo describe la presencia de “arcillas amarillentas y un fino conglomerado” por encima de las facies con corales, a los que considera como los depósitos de transición a las facies continentales suprayacentes.

Mensink (1966) estudia el Jurásico superior en este sector pero no cita la presencia de corales. En opinión de este autor, los últimos episodios del Jurásico marino de este sector, estarían formados por calizas arenosas y margas del Oxfordiense superior.

Los depósitos continentales wealdicos suprayacentes fueron datados por Kneuper Haack (1966), también de la escuela alemana, basándose en los ostrácodos, como Kimmeridgiense inferior a medio.

Assens (1971) describe las unidades del Jurásico de la Sierra de Cameros considerando que el tránsito entre los depósitos marinos y continentales del Jurásico superior se realiza de manera gradual a través de facies calcareníticas, calizas coralinas y margas rojas y amarillas, a las que data, basándose en los datos de Mensink (1966), como Oxfordiense superior. Sin embargo, describe en estos materiales la presencia de *Alveosepta jaccardi*, lo que le hace considerar que los niveles más altos, corresponderían, no al Kimmeridgiense, sino a un Oxfordiense muy alto (Sequaniense).

Bulard (1972) estudia los afloramientos del Jurásico en el Sector de Torrecilla describiendo la existencia de calizas con corales y, sobre éstas, una serie detrítica algo calcárea con la que terminaría la

sedimentación del Jurásico marino en la zona. Este autor, basándose en las dataciones realizadas por Mensink (1966), considera estas unidades como Oxfordiense medio y superior. En cuanto al contacto entre estas facies marinas y las continentales suprayacentes del *Weald*, Bulard *et al.* (1973) lo consideran discordante.

Benke *et al.* (1981), Conze *et al.* (1984) y Errenst (1984) de la escuela alemana de Bochum, realizan varios perfiles en el Jurásico medio y superior de la Cordillera Ibérica noroccidental, entre los que se encuentran varios en el Sector de Torrecilla. Estos autores datan a la unidad de calizas con corales de este sector como Kimmeridgiense inferior.

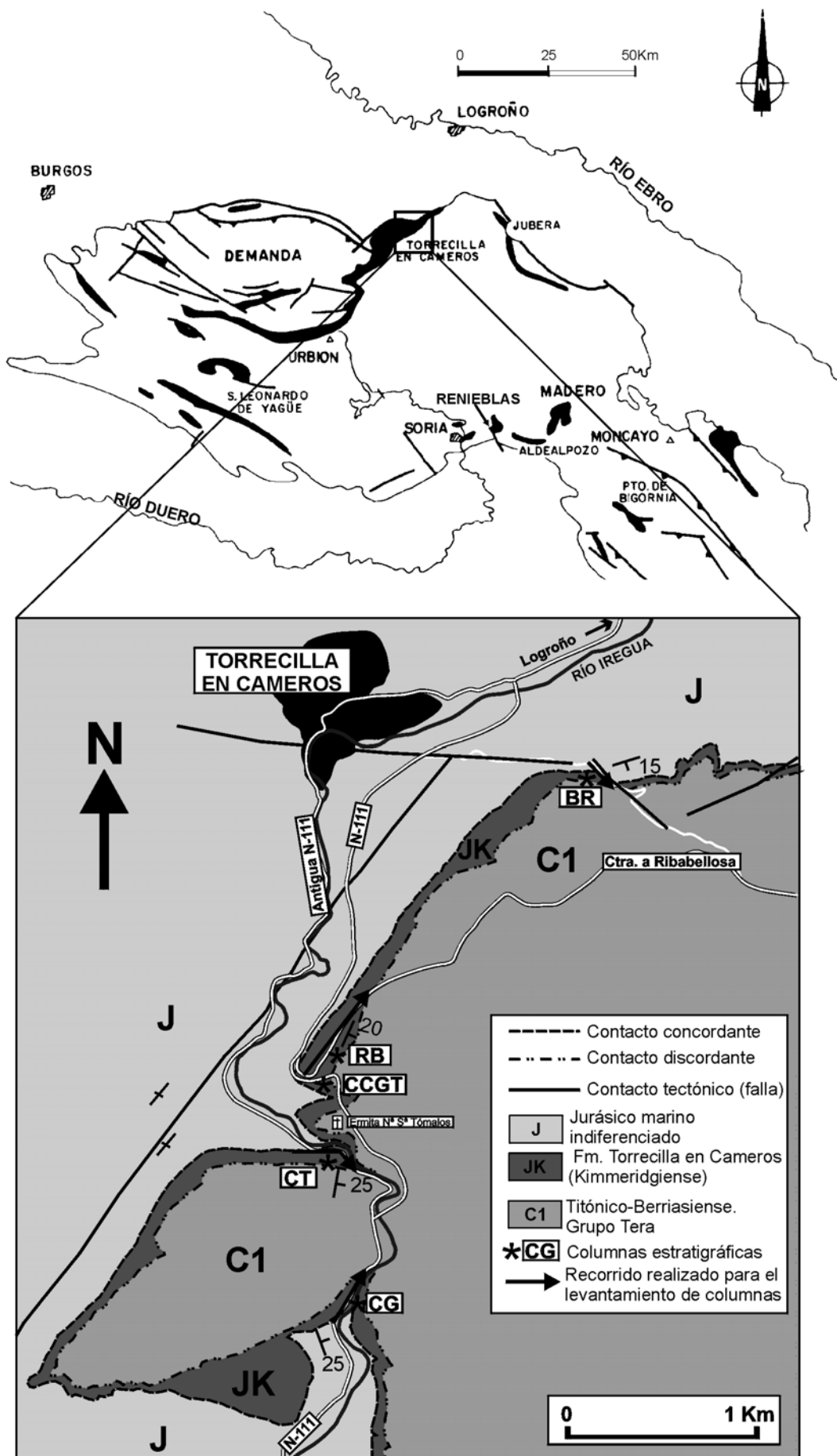
Mensink y Schudack (1982) estudian el límite entre el Jurásico marino y las facies *Weald*. En concreto, en el Sector de Torrecilla estos autores consideran que entre ambas unidades no existe una laguna estratigráfica importante.

Salomon (1982a; 1982b) estudia los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior en la Sierra de Cameros y Cordillera Ibérica noroccidental. En el Sector de Torrecilla, y sobre las calizas del Jurásico superior marino, define el Grupo de Conglomerados y areniscas limosas rojas de Torrecilla de edad kimmeridgiense-berriasiense inferior (aunque puntualiza la no existencia de fósiles en la unidad) y al que considera equivalente al Grupo Tera de Tischer (1966a; 1966b).

Schudack (1987) realiza un estudio bioestratigráfico, basado en carófitas, de los depósitos del Jurásico superior-Cretácico inferior que se apoyan sobre los depósitos del Jurásico marino en la Cordillera Ibérica septentrional y Sierra de Cameros. En concreto, en el Sector de Torrecilla considera que los primeros depósitos continentales, correspondientes al Grupo Tera de Tischer (1966a; 1966b) tendrían una edad kimmeridgiense superior.

Alonso *et al.* (1986-1987), Alonso y Mas (1988b; 1990) hacen un estudio sobre la sedimentología y arquitectura deposicional del complejo arrecifal coralino del área de Torrecilla, definiendo formalmente esta unidad como la Fm. Calizas con corales de Torrecilla en Cameros (Alonso y Mas,





**Fig. 3.4.1.1.** Situación geográfica y esquema geológico del área estudiada en el Sector de Torrecilla. \* Situación de los afloramientos estudiados en este sector: CG: Carretera General; CT: Carretera a Torrecilla (antigua carretera N-111); CCGT: Curva de la Carretera General-Ermita de Tómalos; RB: Carretera a Ribabellosa; BR: Camino a Barruelo.

1998a). Estos autores reconocen la presencia de las facies de núcleo y talud arrecifal, así como las de barras submareales costeras. En cuanto a la arquitectura deposicional, consideran que el crecimiento de este complejo respondería a un modelo de arrecife franjeante en el que predominó la acreción frontal, identificando ocho cuerpos arrecifales que se iban adosando frontalmente al desarrollado previamente. Por último, en este trabajo se describen los procesos diagenéticos tempranos que afectaron a esta unidad, identificando importantes paleoalteraciones en el techo de la misma que les hacen considerar que el límite entre la unidad arrecifal y las continentales suprayacentes corresponde a una discontinuidad (como ya habían expresado en 1982 Cámara y Durántez en su memoria del Mapa Geológico de Villoslada de Cameros). Mas y Alonso (1989) realizan un estudio diagenético de estos arrecifes identificando cementos de naturaleza marina, meteórica y de enterramiento.

Errenst (1990; 1991) realiza 5 perfiles estratigráficos de la unidad arrecifal en el Sector de Torrecilla, asignándole una edad, basándose en los corales, kimmeridgiense inferior.

Gómez Fernández (1992) y Gómez Fernández y Meléndez (1994) realizan el estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico de las primeras etapas de relleno de la Cuenca de Cameros, definiendo varias formaciones. En concreto, en el Sector de Torrecilla señala la existencia de las aloformaciones Ágreda, Magaña y Sierra de Matute, de carácter continental y a las que se les asigna en su conjunto una edad, basándose en los datos de Salomon (1982a; 1982b) y Martín-Closas (1989), titónico-berriasiense.

Mas *et al.* (1997) y Benito *et al.* (1998) estudian la sedimentología y arquitectura deposicional y, en el primer caso considerando que la evolución progradante de los arrecifes en este sector se debería a un proceso de regresión forzada. Mas *et al.*, (1997) además estudian la evolución diagenética de la unidad.

### III.4.1.B. Contexto geográfico y geológico del área

Debido a la calidad extraordinaria de los afloramientos de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros en este sector, se han realizado 5 columnas estratigráficas. Los 5 afloramientos elegidos, se encuentran situados en los alrededores de la población de Torrecilla en Cameros, en los términos municipales de Torrecilla en Cameros (secciones estratigráficas CCGT, RB y BR) y de Nieva de Cameros (secciones CG y CT) (Fig. 3.4.1.1). Todos

estos perfiles estratigráficos han sido realizados a lo largo de carreteras o caminos. En concreto, las secciones CG y CCGT se han levantado en la Carretera N-111 que une Soria con Logroño; la CT en la antigua Carretera Nacional que sale hacia el O de la actual N-111 a la altura del Km 299; la RB a lo largo de la carretera que va a Ribabellosa y que sale hacia el este desde la N-111 a la altura del Km 301, y la BR en un camino vecinal que une las carreteras N-111 y de Ribabellosa (Fig. 3.4.1.1).

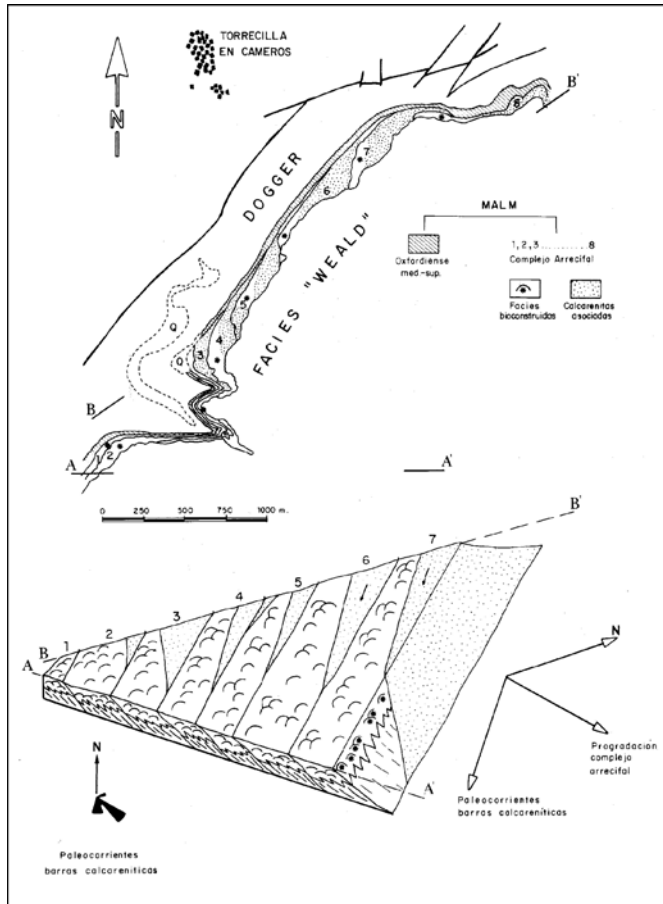
Al igual que en los sectores del Sur del Moncayo y Soria, en este sector la Fm. Torrecilla en Cameros se encuentra sobre los depósitos de la Fm. Aldealpozo (Secuencia Depositional Oxfordiense medio-superior). Sin embargo, en este sector, la unidad oxfordiense presenta un tipo de facies distinta, así como menor espesor, que en los sectores previamente estudiados. Aquí, está formada por calizas limosas y margas de color negro, bien estratificadas, con braquiópodos, crinoides y algunos ammonites que se depositaron en ambientes más profundos y tranquilos, y con una tasa de sedimentación más baja que en los otros dos sectores (Alonso y Mas, 1990). El límite en este sector entre las Fms. Aldealpozo y Torrecilla en Cameros corresponde a un *hardground* (Alonso *et al.*, 1986-1987) (Fig. 3.4.1.2).



**Fig. 3.4.1.2.** Aspecto del *hardground* desarrollado a techo de la Fm. oxfordiense Aldealpozo en el Sector de Torrecilla.

La Fm. Torrecilla en Cameros (definida formalmente en este sector) presenta aquí también un carácter fundamentalmente arrecifal y ha sido datada como Kimmeridgiense inferior (Benke *et al.*, 1981; Conze *et al.*, 1984; Errenst, 1990; 1991). En este caso, esta formación corresponde a un sistema arrecifal franjeante constituido por varios edificios bioconstruidos adosados lateralmente, que progradaron sobre el *hardground* desarrollado a techo de la Fm. Aldealpozo, en sentido NE y que se encuentran separados por superficies de discontinuidad que marcan los sucesivos incrementos de depósito durante la progradación (Alonso *et al.*,

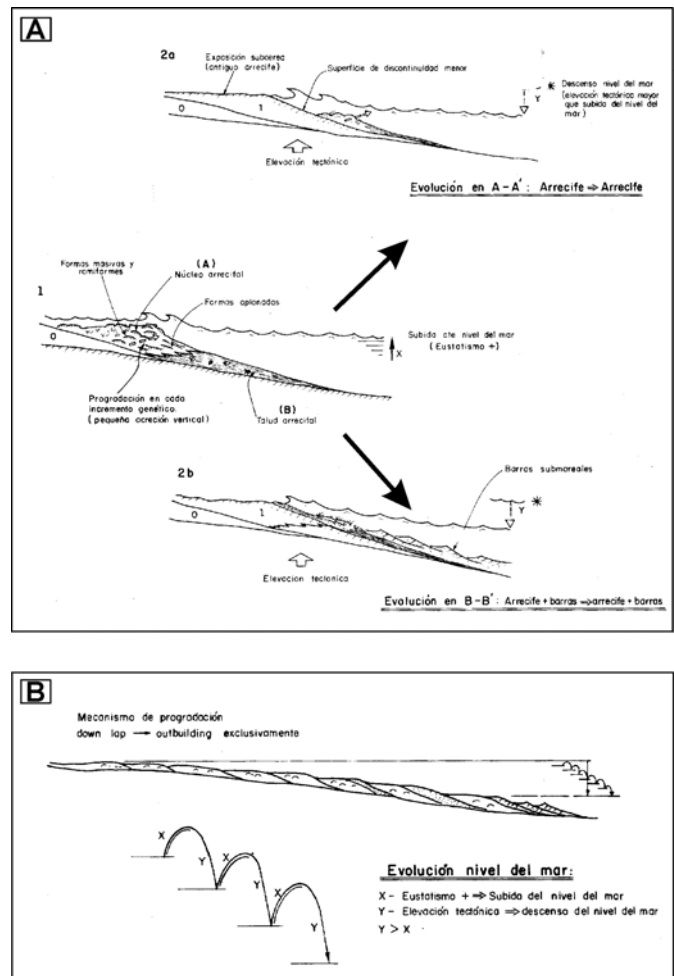
1986-1987) (Fig. 3.4.1.3). En cada uno de estos cuerpos de acreción se pueden reconocer las facies de talud y núcleo arrecifal, así como, por delante de algunos cuerpos, cuñas calcareníticas y arenosas cuyas paleocorrientes indican un sentido SE, y que corresponderían a barras submareales dominadas por la acción de corrientes de deriva litoral (Alonso *et al.*, *op. cit.*).



**Fig. 3.4.1.3.** Geometría del complejo arrecifal de Torrecilla en Cameros y disposición y paleocorrientes de las barras submareales asociadas (tomada de Alonso *et al.*, 1986-1987).

La geometría y evolución de este complejo arrecifal estuvo condicionada tanto por el eustatismo positivo, predominante durante el Kimmeridgiense inferior, como por la actividad tectónica. Durante este periodo de tiempo tuvo lugar en esta región un basculamiento general de la plataforma hacia el E provocado por un levantamiento, en pulsos sucesivos, de la Sierra de la Demanda, situada al O (Alonso *et al.*, *op. cit.*). Durante la primera etapa comenzó a desarrollarse el primer edificio arrecifal que protegía una zona de *lagoon* no restringido, situado hacia el O. Tras producirse uno de los pulsos de levantamiento tectónico de la Demanda, este cuerpo arrecifal quedó expuesto en superficie y se desarrolló sobre él una costa rocosa. Sin embargo, la tendencia eustática positiva habría dado lugar posteriormente a una

nueva inundación de la zona durante la cual se desarrolló y progradó un nuevo cuerpo arrecifal sobre las facies de núcleo y talud arrecifal del anterior y sobre el que pudieron migrar las barras calcareníticas y arenosas de deriva litoral (Alonso *et al.*, 1986-1987) (Fig. 3.4.1.4A). Estos episodios de levantamiento tectónico e inundación se produjeron hasta 8 veces en este sector (Fig. 3.4.1.4B), dando lugar a un proceso de regresión forzada (Possamentier *et al.*, 1992) en la evolución de estos arrecifes (Benito *et al.*, 1998).



**Fig. 3.4.1.4.** A Modelo de funcionamiento del complejo arrecifal de Torrecilla en Cameros. B. Mecanismo de progradación forzada en función de la actividad tectónica y el eustatismo (tomadas de Alonso *et al.*, 1986-1987).

En términos de la estratigrafía secuencial esta unidad pertenece a la Secuencia Depositional del Kimmeridgiense inferior (Alonso y Mas, 1990), que corresponde a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

A partir del Titónico también en este área se produjo el episodio de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a la sedimentación de los depósitos continentales del

“Weald” (Mas *et al.*, 1993). La sedimentación continental en este sector también comienza con el depósito de arcillas rojas, areniscas y calizas lacustres y palustres pertenecientes a la Aloformación Ágreda definida por Gómez Fernández (1992) y que ha sido datada en este sector, con carófitas, como Titónico (Gómez Fernández, *op. cit.*; Gómez Fernández y Meléndez, 1994). En este caso, el límite entre la unidad arrecifal y las facies continentales corresponde al desarrollo de un paleosuelo o bien a una superficie erosiva.

Sobre esta unidad, se sitúan las aloformaciones de Magaña, Sierra de Matute y Valdeprado de edad titónico-berriasiense inferior (Gómez Fernández, 1992; Gómez Fernández y Meléndez, 1994), también de carácter fundamentalmente continental, aunque con pequeñas incursiones marinas, y equivalentes a parte de los Grupos Tera y Oncala de Tischer (1966a; 1966b). En conjunto, estas 4 unidades, que presentan en esta área un espesor de unos 850 m (Gómez Fernández, 1992), pertenecen a la Secuencia Depositional J10.1 (Titónico-Berriasiense basal) de Salas *et al.* (en prensa) que es equivalente a la Secuencia 1.1 de Mas *et al.* (1993) (Figs 1.3.4A; 1.3.4B).

La sedimentación en la zona fue posteriormente interrumpida hasta el Barremiense superior cuando se depositaron las secuencias deposicionales K1.8, K 1.9 y K.1.10 de Salas *et al.* (en prensa), de edades comprendidas entre el Barremiense superior y Albense inferior-medio, y equivalentes a las secuencias deposicionales 5 y 6 (Grupos Urbión, Enciso y Oliván) de Mas *et al.* (1993) (Figs. 1.3.4A; 1.3.4B) y con la que finalizó la sedimentación del Cretácico inferior en la zona. El espesor total acumulado del Cretácico inferior en este área fue de unos 3000 m (Guimerá *et al.*, 1995).

En este sector de la Cuenca de Cameros tampoco se han encontrado depósitos pertenecientes al Cretácico superior. Sin embargo, Alonso *et al.* (1993) consideran que la sedimentación durante gran parte del Cretácico superior se produjo también en este sector de la Cuenca Ibérica, donde pudieron llegar a alcanzar unos 800-900 m de espesor y que posteriormente fueron erosionados.

A partir del Paleógeno y hasta el Mioceno inferior-medio tuvo lugar la inversión tectónica de la Cuenca de Cameros, que en este sector, y al contrario que en el Sector de Soria, se produjo mediante un cabalgamiento principal (Figs. 1.3.1b; 1.3.4a; 1.3.5b) dirigido hacia el norte (sobre la Cuenca del Ebro) y que presenta un desplazamiento de 30 Km (Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995). Este cabalgamiento situado a menos de 5 Km al N del área estudiada, se

localiza fundamentalmente en las capas triásicas del Keuper y corresponde a una falla, que se generó durante la compresión terciaria (Mas *et al.*, *op. cit.*; Guimerá *et al.*, *op. cit.*).





## III.4.2. Estratigrafía y sedimentología

En este sector se han realizado 5 columnas estratigráficas distintas que, de SO a NE, son (Fig. 3.4.1.1): columna de la Carretera General (CG); columna de la Carretera a Torrecilla (CT); columna de la Curva de la Carretera General-Ermita de Tómalos (CCGT); columna de la Carretera a Ribabellosa (RB), y columna del Camino a Barruelo (BR). Por esta razón, se hará primero la descripción de cada una de las columnas estratigráficas realizadas y posteriormente se realizará el análisis de facies y sedimentológico de todas ellas en su conjunto.

### III.4.2.A. Descripción de las columnas estratigráficas

#### III.4.2.A.1. Columna estratigráfica de la Carretera General (CG) (Fig. 3.4.2.1)

Hoja N° 241 (Anguiano) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada en la Provincia de la Rioja en el término municipal de Nieva de Cameros, en un corte situado a lo largo de la carretera nacional N-111 que une la ciudad de Soria con la de Logroño, entre los kilómetros 299 y 299.5 aproximadamente (Fig. 3.4.1.1).

**Espesor total:** 31.4 m.

**Base:** Latitud: 42° 13' 45'' N

Longitud: 2° 37' 41'' O

La base de esta columna coincide con el límite, cubierto en esta sección, entre la Fm. oxfordiense Aldealpozo (formada por una alternancia de calizas limosas y margas negras) y la Fm. kimmeridgiense de Torrecilla en Cameros.

**Techo:** Latitud: 42° 13' 55'' N

Longitud: 2° 37' 35'' O

El techo de esta columna corresponde a los depósitos continentales de la Aloformación Ágreda de edad Titónico, que aquí comienzan, tras un pequeño tramo cubierto, con calizas laminadas bastante arenosas que presentan *ripples* y bioturbación no penetrativa, paralela a los planos de

estratificación. Por encima de estas calizas se dispone un cuerpo canalizado de conglomerados seguido de una alternancia de arcillas, con abundantes huellas de raíces y cuerpos canalizados de areniscas.

La columna estratigráfica comienza con el depósito de un conjunto de calizas negras y fétidas bien estratificadas y tendencia grano- y estratocreciente (tramos 1y 2) que se disponen en bancos de 20 a 40 cm. Los niveles de la base (de menor espesor) están constituidos por calizas *packstone* medianamente a mal seleccionadas de peloides, de hasta 300 µm de diámetro, irregulares aunque redondeados, foraminíferos bentónicos de tipo miliólido y textulariino (como *Nautiloculina*), placas de equinodermos, fragmentos de corales, intraclastos micríticos, bivalvos, algas verdes dasicladáceas (*Acicularia*), gasterópodos, serpulidos, y granos de cuarzo de tamaño limo y arena fina que pueden llegar a constituir hasta un máximo del 15% del volumen total de la roca. Estos componentes no presentan una orientación preferente, y son subredondeados o redondeados, salvo los terrígenos, que son angulosos o subangulosos. Los niveles de mayor tamaño de grano, situados hacia la parte superior de este conjunto, están formados por calizas *floatstone* de corales faceloides y masivos, intraclastos micríticos (o formados por fragmentos de coral y micrita) y bivalvos ostreidos, algunos de ellos oncolitizados, en una matriz *packstone* mal seleccionada similar a la microfacies *packstone* descrita en los niveles basales. La mayor parte de las partículas (sobre todo corales, intraclastos y peloides) son de subredondeadas a redondeadas y no presentan una orientación preferente.

En la parte superior de este conjunto se halla un nivel de alrededor de un metro de espesor formado por calizas esencialmente bioconstruidas por colonias planas de coral de hasta 4 cm de espesor y 20 cm de longitud, rodeadas de calizas *floatstone* del mismo tipo que las descritas anteriormente. Estas colonias se encuentran algo bioturbadas y presentan finas incrustaciones (generalmente inferiores a 1 mm) de serpulidos y foraminíferos de tipo nubeculárido asociados a finas envueltas de micrita densa.

El siguiente conjunto (tramo 3) está formado por calizas negras y fétidas de aspecto más masivo constituidas esencialmente por depósitos alóctonos muy mal seleccionados entre los que se encuentran



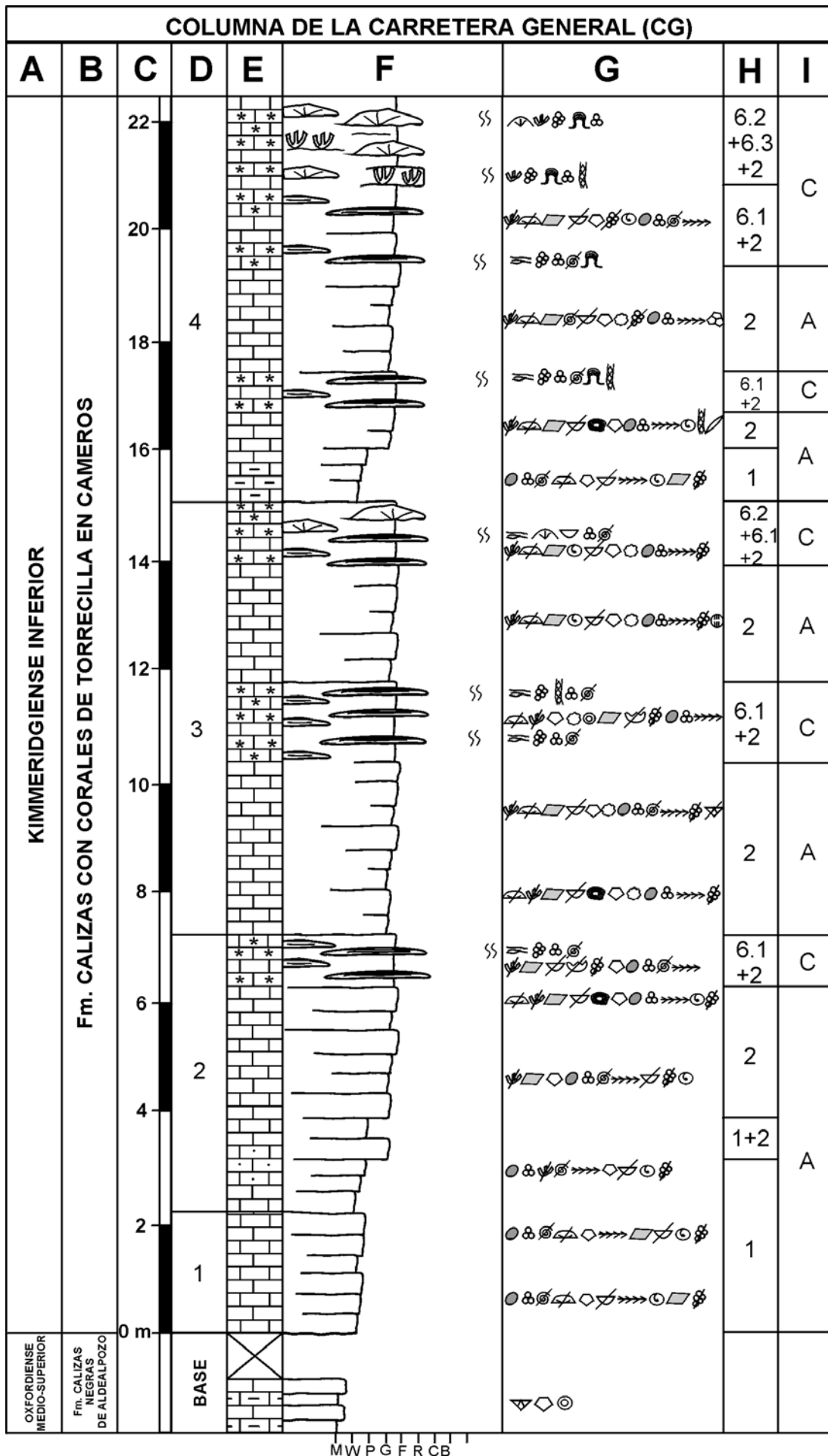


Fig. 3.4.2.1. Columna estratigráfica de la Carretera General (CG) (continúa).

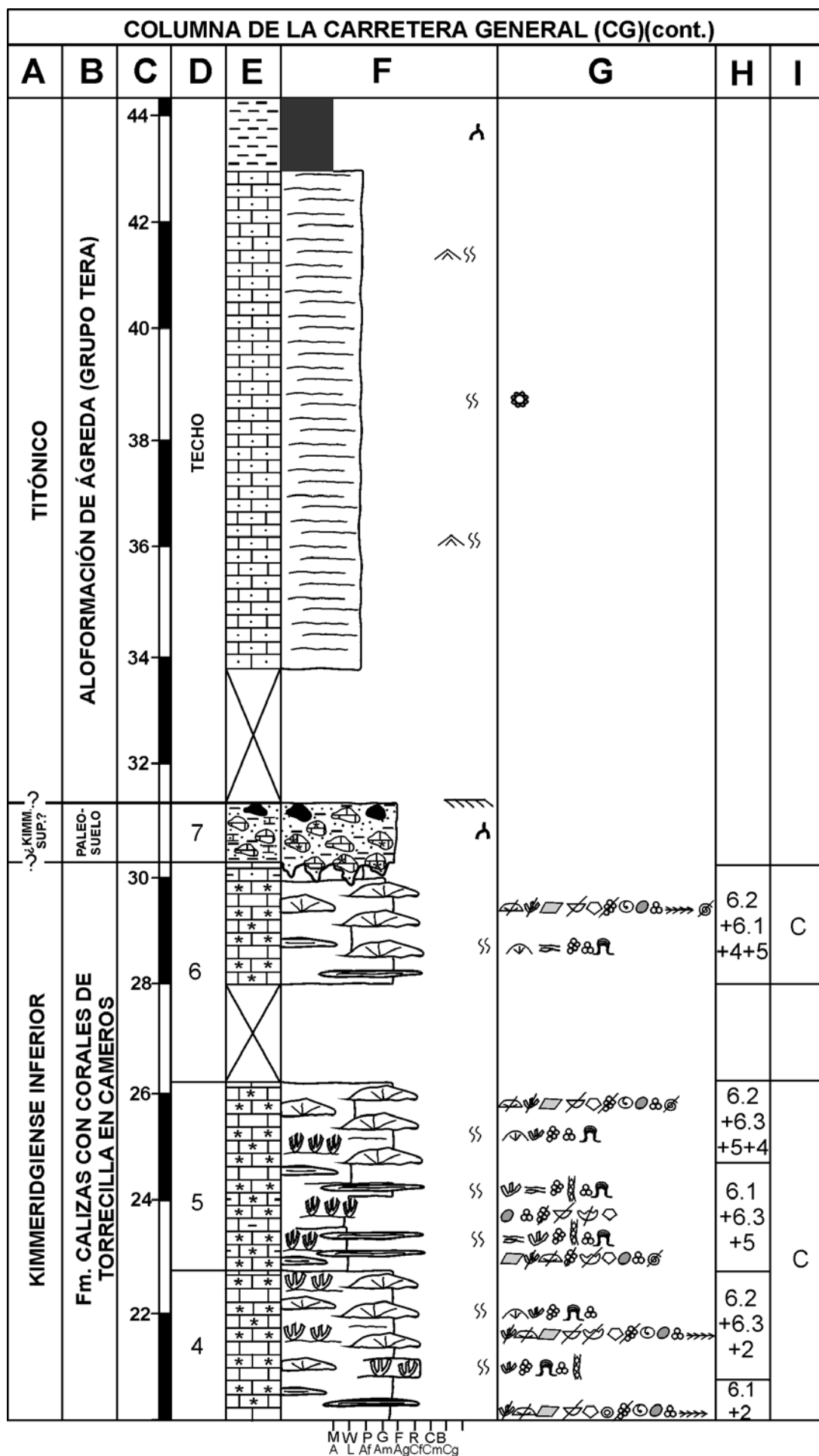


Fig. 3.4.2.1. Columna estratigráfica de la Carretera General (CG) (continuación y final).

algunos niveles, de espesor métrico, de calizas bioconstruidas por corales. Los depósitos alóctonos están formados por *floatstone* de corales faceloides y masivos, intraclastos, ostreidos y gasterópodos en una matriz *packstone* bioclástica. La mayor parte de los fragmentos mayores de coral (entre los que se han identificado *Thecosmilia* y *Stylosmilia*, entre los faceloides y *Pseudocoenia*, entre los masivos) presentan incrustaciones de serpulidos, foraminíferos de tipo nubeculárido y micrita densa. Asimismo, algunos de los intraclastos, gasterópodos y ostreidos también presentan incrustaciones de foraminíferos y micrita. La matriz *packstone* está formada por fragmentos de coral, intraclastos, placas y espinas de equinodermos y artejos de crinoides, peloides de morfología externa irregular aunque redondeados, foraminíferos bentónicos de tipo miliólido y textulariino (entre los que se han identificado algunos lituólidos de estructura interna simple, como *Nautiloculina*, y compleja), algas verdes dasicladáceas (entre las que se ha identificado *Acicularia*) y fragmentos de bivalvos, ostreidos, serpulidos y gasterópodos y en algún caso algún fragmento de braquiópodo terebratulido. Al igual que en los tramos 1 y 2, las partículas constituyentes de este sedimento alóctono están generalmente bastante redondeadas, mal seleccionadas y sin una orientación preferente.

En cuanto a las calizas esencialmente bioconstruidas, están constituidas por corales masivos de morfología planar (entre los que se ha identificado *Fungiastraea*) y a techo del tramo también de morfología cómica (cuya longitud y espesor no superan los 20 y 10 cm, respectivamente), entre las que se ha identificado *Clausastraea*. Estas colonias suelen estar bioturbadas, en algunos casos por bivalvos litófagos y están incrustadas por serpulidos, briozoos, *Koskinobullina socialis* y foraminíferos nubeculáridos y micrita densa, que puede también tapizar los bordes internos de las cavidades de bioturbación. El sedimento que se encuentra rodeando a estas colonias suele ser de tipo *floatstone* idéntico al descrito anteriormente.

El siguiente conjunto (tramo 4) comienza, tras un límite neto, con el depósito de calizas limosas y de aspecto lajoso, *packstone* de peloides, foraminíferos bentónicos (miliólidos y textulariinos), bivalvos, equinodermos, intraclastos, algas verdes dasicladáceas y fragmentos de serpulidos. Le sigue una alternancia de calizas de origen alóctono y esencialmente bioconstruidas por corales de modo que éstas últimas se van haciendo progresivamente más abundantes con respecto a las primeras. El sedimento alóctono está formado por calizas negras y fétidas *floatstone* de corales faceloides y masivos (incrustados por serpulidos, briozoos, nubeculáridos,

y micrita de fábrica peloidal densa) en matriz *packstone* y en ocasiones *packstone-grainstone* o, incluso *grainstone*, muy similares a las descritas en el tramo anterior, con las partículas bastante redondeadas, sin orientación preferente. Entre las facies esencialmente bioconstruidas predominan las colonias de corales masivos planos y, hacia el techo del tramo, también cómicos (entre los que se ha identificado *Isastraea*) y faceloides de hasta 1.5 cm de diámetro (entre los que se ha identificado *Thecosmilia*). Estas colonias de coral suelen estar bioturbadas y presentan incrustaciones (de serpulidos, briozoos, *Koskinobullina socialis*, nubeculáridos y micrita de fábrica peloidal densa) de hasta 3-4 mm de espesor. Algunas de las cavidades primarias del coral y cavidades de bioturbación se encuentran tapizadas por cemento fibroso de menos de 50 µm de espesor y, posteriormente por micrita peloidal de hasta 1 mm de espesor.

El siguiente conjunto, correspondiente a los tramos 5 y 6 de la columna, está formado fundamentalmente por calizas negras y fétidas bioconstruidas por corales. La parte inferior de este conjunto está formada por colonias de coral planares y faceloides de diámetro menor a 1 cm (en su mayor parte pertenecientes al género *Calamophyllopsis*) que se encuentran bioturbadas e incrustadas por serpulidos, briozoos, *Placopsilina*, foraminíferos nubeculáridos y micrita. Estas colonias se encuentran rodeadas de un *wackestone* a *wackestone-packstone* fino y limoso de peloides, foraminíferos (miliólidos y lituólidos de estructura interna simple, como *Nautiloculina*, y compleja) y algunos fragmentos de pequeño tamaño de equinodermos, moluscos y serpulidos. Progresivamente van predominando las colonias de morfología cómica sobre las planares y va aumentando el tamaño de grano del sedimento alóctono que rodea a las colonias hasta convertirse en un *floatstone* de corales masivos y faceloides en matriz *wackestone* y *wackestone-packstone* mal seleccionada y sin orientación preferente de las partículas de corales, intraclastos, peloides, foraminíferos bentónicos (miliólidos y lituólidos) equinodermos, moluscos y serpulidos. Algunas de las partículas de mayor tamaño presentan incrustaciones de foraminíferos nubeculáridos y micrita. La parte superior de este conjunto corresponde a calizas arenoso-limosas de color negro y aspecto lajoso que se encuentran muy alteradas.

El último tramo corresponde a un nivel de un metro de espesor y aspecto caótico formado por fragmentos de calizas con corales y, en la parte superior, algunos de naturaleza hematítica, de subangulosos a subredondeados, muy alterados en su parte externa y rodeados de una matriz calcárea de

color blanco-amarilleno, aunque con abundante contenido en cuarzo y arcillas.

### III.4.2.A.2. Columna estratigráfica de la Carretera a Torrecilla (CT) (Fig. 3.4.2.2)

Hoja N° 241 (Anguiano) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada en la Provincia de la Rioja en el término municipal de Nieva de Cameros, en un corte situado a lo largo de la antigua carretera N-111, que, desde el sur, se dirige a la población de Torrecilla en Cameros, y a unos 500 m de la intersección con la actual Carretera Nacional (Fig. 3.4.1.1).

**Espesor total:** 35.6 m.

**Base:** Latitud: 42° 14' 16'' N

Longitud: 2° 37' 50'' O

La base de esta columna corresponde a la alternancia de calizas limosas y margas negras de la Fm. oxfordiense Aldealpozo que finaliza con una superficie alabeada y ferruginizada.

**Techo:** Latitud: 42° 14' 09'' N

Longitud: 2° 37' 36'' O

El techo de esta columna corresponde a los depósitos continentales de la Aloformación Ágreda, de edad titónico, que en esta columna comienzan, con arcillas rojas con huellas de raíces e intercalaciones de cuerpos canalizados de areniscas.

Esta columna comienza con un conjunto de calizas negras y fétidas bien estratificadas en bancos de 20 a 40 cm y tendencia grano- y estratocreciente (tramo 1). Al comienzo, estas calizas están constituidas por un *packstone*, en ocasiones algo limoso, medianamente seleccionado sin orientación preferente de las partículas, que van aumentando progresivamente de tamaño. Este *packstone* está formado por peloides de morfología irregular, aunque redondeados, y de hasta 300-400 µm de diámetro, foraminíferos bentónicos, entre los que se han identificado miliólidos, lituólidos de estructura interna simple (*Nautiloculina*) y compleja (de hasta 1 mm de diámetro) y algunos de tipo involutiino (*Trocholina*), algas verdes dasicladáceas (*Acicularia*) y rojas solenoporáceas, intraclastos micríticos peloidales redondeados, fragmentos de equinodermos, bivalvos, serpúlidos, corales, gasterópodos, chaetétidos y algunas espículas de

esponjas. El contenido en cuarzo (anguloso o subanguloso y de tamaño arena fina) oscila entre el 1 y 15% del volumen total. A partir de la zona media de este tramo predominan las calizas *floatstone* muy mal seleccionadas de corales masivos y faceloides, chaetétidos e intraclastos micríticos o formados por fragmentos de coral y micrita redondeados en una matriz *packstone* muy similar a la facies *packstone* descrita anteriormente. Algunos de los componentes de mayor tamaño se encuentran oncolitizados con foraminíferos de tipo nubeculárido y micrita en la parte interna y en ocasiones *Girvanella* en la parte externa. En este caso las partículas tampoco presentan ninguna orientación preferente.

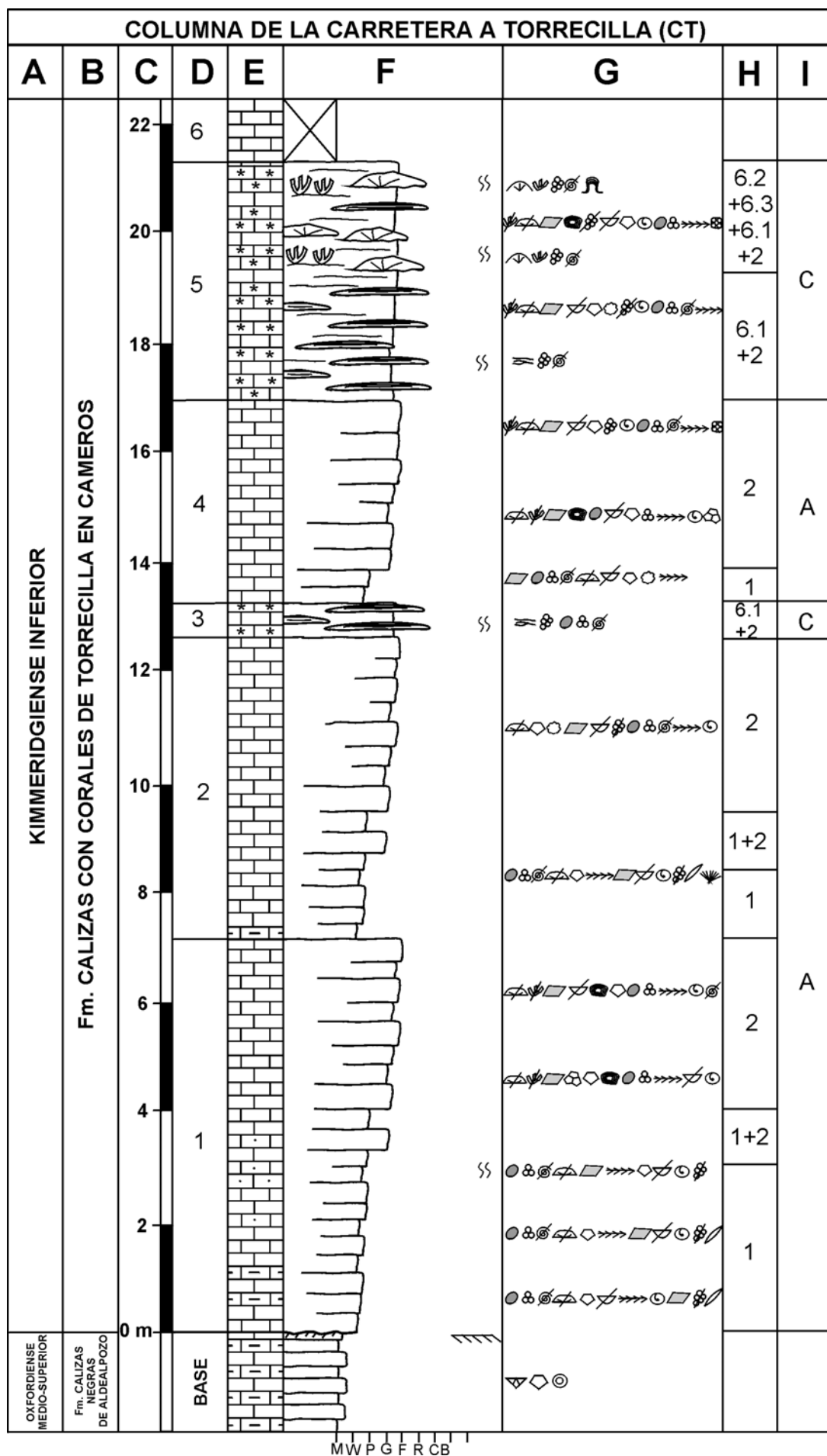
A este tramo le sigue un conjunto de calizas (tramos 2 y 3) muy similares al anterior y de igual tendencia, grano- y estratocreciente, si bien en este caso este conjunto finaliza con el desarrollo de colonias planas de coral entre las que se ha identificado *Microsolena*. El sedimento alóctono que rodea a estas colonias está formado por un *floatstone* de matriz *packstone* idéntico al de los niveles infrayacentes.

La columna estratigráfica continúa con una serie de calizas negras y fétidas (tramo 4) bien estratificadas en bancos de 20 a 40 cm y con tendencia grano-y estratocreciente. La parte inferior está formada por un *packstone* (mal seleccionado y sin orientación preferente de las partículas) de intraclastos micríticos irregulares y subredondeados o redondeados, peloides, foraminíferos bentónicos (miliólidos y lituólidos), fragmentos de coral, placas y espinas de equinodermos y moluscos. El resto del tramo está formado por calizas *floatstone* de corales redondeados masivos (*Pseudocoenia*) y faceloides (*Calamophylliopsis*), que presentan a su alrededor incrustaciones de serpúlidos y foraminíferos nubeculáridos o de *Bacinella irregularis* y *Girvanella*, en una matriz *packstone* de intraclastos, peloides, foraminíferos bentónicos, algas verdes dasicladáceas (*Acicularia*) y cianofíceas (*Cayeuxia*) y fragmentos de equinodermos, bivalvos, serpúlidos, gasterópodos y chaetétidos. En este caso las partículas tampoco presentan una orientación preferente.

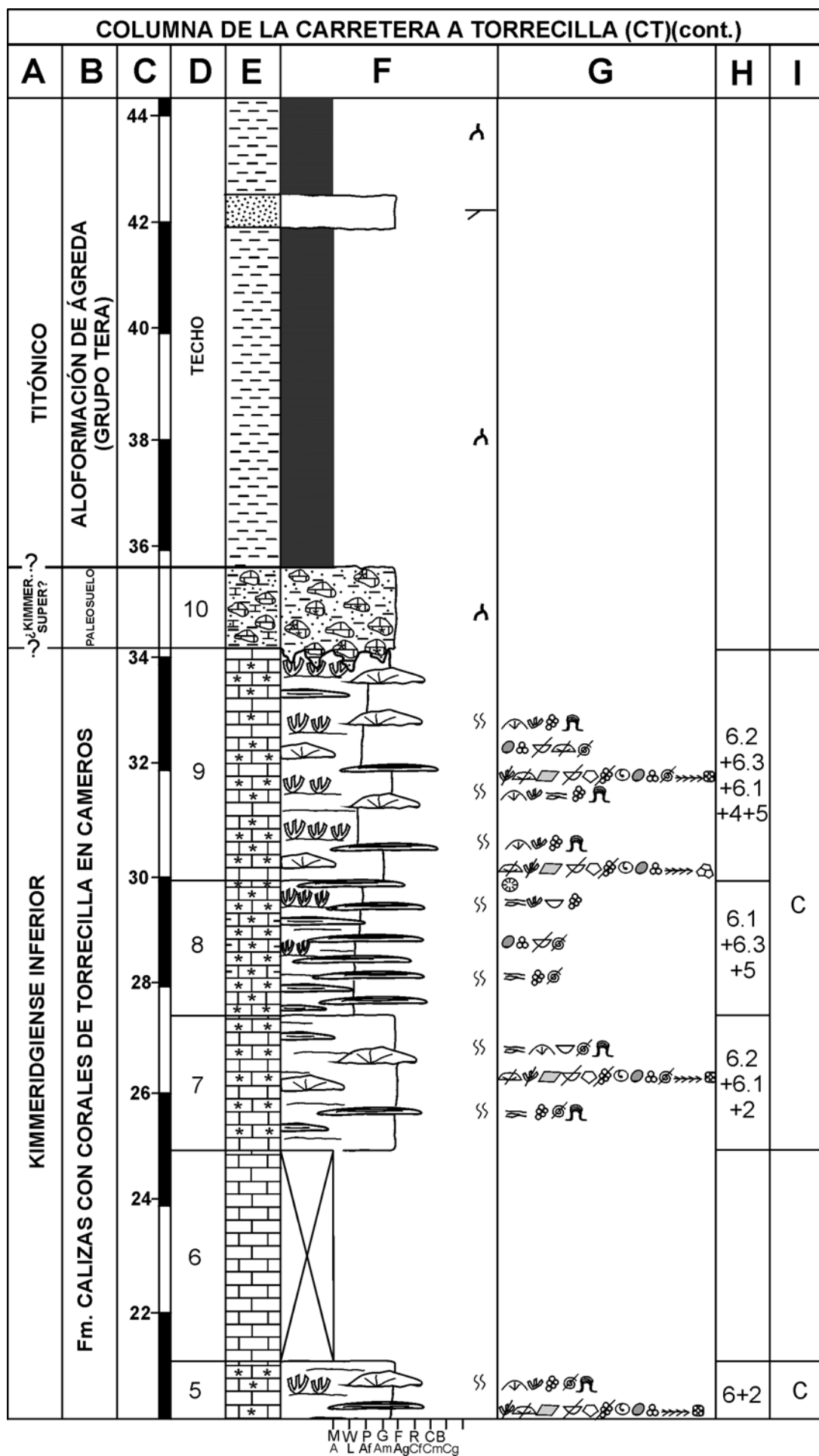
A este tramo formado en su mayor parte por sedimento de origen alóctono le sigue un conjunto de calizas negras y fétidas de aspecto masivo (tramo 5) esencialmente bioconstruidas por colonias de coral planares (entre las que se ha identificado *Meandraraea*) y, hacia la parte superior, de morfología cómica, que no suelen superar los 10 cm de espesor y faceloides que suelen estar bioturbadas e incrustadas por serpúlidos y micrita. El sedimento que rodea a estas colonias de coral es un *floatstone* de







**Fig. 3.4.2.2.** Columna estratigráfica de la Carretera a Torrecilla (CT) (continúa).



**Fig. 3.4.2.2.** Columna estratigráfica de la Carretera a Torrecilla (CT) (continuación y final).

matriz *packstone* o incluso, en algunos casos, *grainstone*, muy similar al del tramo 4. Estas calizas de aspecto masivo continúan por encima de este tramo (tramo 6) si bien no se ha podido realizar su descripción debido a que se encuentran cubiertas por una capa de cemento gunitado.

Por encima de este tramo cubierto se encuentra un conjunto de calizas de aspecto masivo y esencialmente bioconstruidas (tramo 7) por corales masivos de morfología plana y, hacia la parte superior, dómica de hasta 8 cm de espesor bioturbados e incrustados por serpúlidos y costras micríticas. Sobre algunas de estas colonias se han encontrado conchas gruesas de bivalvos inocerámidos. El sedimento que se encuentra alrededor de estas colonias es un *floatstone* de matriz *wackestone* y *wackestone-packstone* de fragmentos de coral, intraclastos, peloides, foraminíferos bentónicos miliólidos y lituólidos, bivalvos, equinodermos, serpúlidos y algas verdes dasicladáceas.

El tramo 8 también está constituido por calizas negras y fétidas principalmente bioconstruidas por colonias de corales de morfología plana bioturbadas y, hacia el techo, algunas faceloides incrustadas por serpúlidos, foraminíferos nubeculáridos y micrita, entre las que se encuentra un sedimento fino *wackestone* a *wackestone-packstone* de peloides, foraminíferos bentónicos (miliólidos y lituólidos) y algunos equinodermos y fragmentos de bivalvos con abundantes terrígenos de tamaño limo. Sobre algunas de las colonias de morfología plana suelen encontrarse bivalvos inocerámidos completos con conchas de hasta 15 cm de longitud y 1 cm de espesor. En algunas superficies también se han encontrado corales solitarios del género *Montlivaltia*.

Finalmente las calizas, aunque también son esencialmente bioconstruidas por corales masivos planos y dómicos, y faceloides, vuelven a tener un aspecto masivo (tramo 9). Estas colonias suelen estar bioturbadas y presentan numerosas incrustaciones por serpúlidos, foraminíferos de tipo nubeculárido y costras micríticas de fábrica peloidal más y menos densa en las que son abundantes las espículas de esponjas. El sedimento de alrededor es un *wackestone* a *wackestone-packstone* similar al descrito anteriormente, o un *floatstone* de corales e intraclastos micríticos peloidales en una matriz *wackestone* de corales, intraclastos, peloides y foraminíferos bentónicos.

Esta columna finaliza con el desarrollo de un nivel de espesor métrico y aspecto caótico formado por fragmentos de calizas con corales, de subangulosos a subredondeados, muy alterados en su parte externa y

rodeados de una matriz calcárea aunque con abundante contenido en cuarzo y arcillas de color blanco-amarillento.

### **III.4.2.A.3. Columna estratigráfica de la Curva de la Carretera General-Ermita de Tómalos (CCGT) (Fig. 3.4.2.3)**

Hoja N° 241 (Anguiano) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada en la Provincia de la Rioja en el término municipal de Torrecilla en Cameros, en un corte vertical situado en una curva muy pronunciada de la carretera nacional N-111 que une la ciudad de Soria con la de Logroño, entre la Ermita de Nuestra Señora de Tómalos y la intersección entre esta carretera y la carretera de Ribabellosa (Fig. 3.4.1.1).

**Espesor total:** 13.3 m.

**Base:** Latitud: 42° 14' 23'' N

Longitud: 2° 37' 46'' O

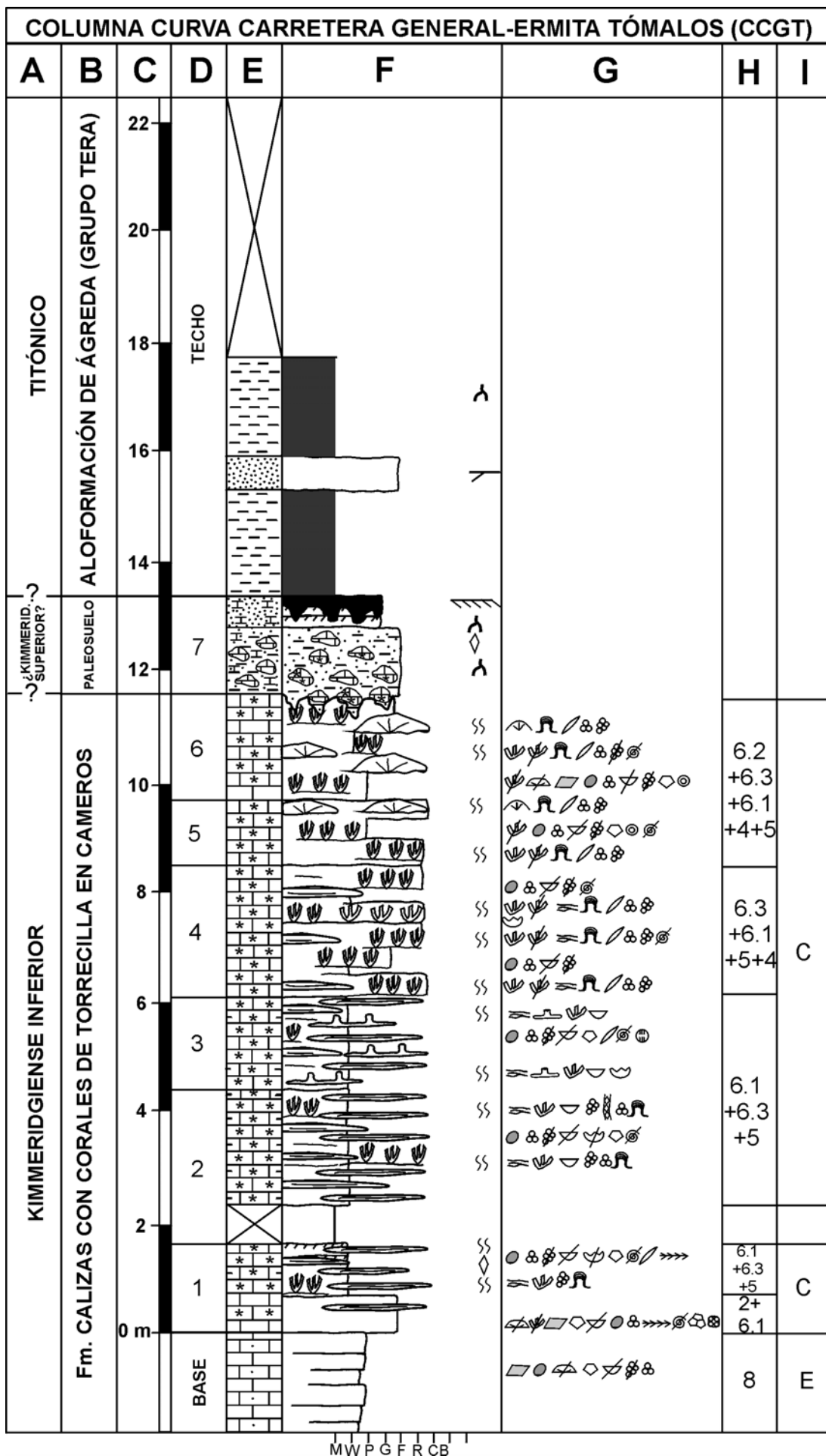
La base de esta columna coincide con el contacto entre un conjunto de calizas *packstone* arenosas y otras suprayacentes esencialmente bioconstruidas por corales, ambas pertenecientes a la Fm. Torrecilla en Cameros. La razón por la cual no se ha realizado esta columna desde la base de la Fm. Torrecilla se debe a que los primeros tramos (correspondientes a unos 20 m de columna) se encuentran situados en un escarpe muy pronunciado al que ha sido imposible acceder.

**Techo:** Latitud: 42° 14' 24'' N

Longitud: 2° 37' 39'' O

El techo de esta columna corresponde a depósitos de arcillas rojas y cuerpos canalizados de areniscas continentales pertenecientes a la Aloformación Ágreda de edad titónico.

La columna comienza con calizas negras y fétidas *floatstone* de corales masivos y faceloides en matriz *packstone* de intraclastos micríticos redondeados, corales, equinodermos, peloides, bivalvos, foraminíferos bentónicos miliólidos y lituólidos de estructura interna simple (*Nautiloculina*) y compleja, serpúlidos, algas verdes dasicladáceas (*Acicularia*) y cianofíceas (*Cayeuxia*) y chaetétidos. Entre estos depósitos se ha encontrado alguna colonia plana de coral, *in situ*, de unos 2-3 cm de espesor y unos 10-15 cm de longitud.



**Fig. 3.4.2.3.** Columna estratigráfica de la Curva de la Carretera General-Ermita de Tómalos (CCGT).

A estos depósitos, principalmente de origen alóctono y de grano grueso, les sigue un conjunto de calizas también negras y fétidas (tramos 1-3) esencialmente bioconstruidas por corales planos (algunos de ellos de morfología pseudoramosa) y faceloides entre los que se encuentra un sedimento fino de color negro y aspecto lajoso. Las colonias de coral más abundantes son las de tipo planar de hasta 5 cm de espesor y 100 cm de longitud, que crecen sobre colonias de serpulidos y suelen estar bioturbadas (con micrita de fábrica peloidal en el interior de las cavidades de bioturbación) e incrustadas por serpulidos, foraminíferos de tipo nubeculárido y costras micríticas que no suelen superar 1-2 mm de espesor. Se han encontrado bivalvos inocerámidos, de hasta 10-15 cm de longitud, sobre las colonias planas adaptándose a la morfología de éstas y ostreidos. Sobre algunas de estas colonias (como en el techo del tramo 1) se ha observado una superficie algo ferruginizada. Una característica de estos corales es que en el tramo 3 presentan una tendencia al crecimiento vertical (morfología pseudoramosa) no muy desarrollada. Se han identificado en estos tramos *Isastraea*, *Fungiastraea*, y *Pseudocoenia*.

Las colonias faceloides (pertenecientes al género *Calamophylliopsis*) suelen presentar formas delicadas de densidad variable con corallitos de entre 5 y 7 mm de diámetro. Estas colonias faceloides suelen presentar incrustaciones (no superiores a los 2 mm de espesor) de serpulidos, *Koskinobullina socialis*, nubeculáridos y micrita.

El sedimento que se encuentra entre ambos tipos de colonias es un *wackestone* a *wackestone-packstone*, fino y limoso, de peloides irregulares aunque redondeados y de hasta 200 µm, foraminíferos bentónicos miliólidos y textulariinos, algunos de ellos lituólidos (entre los que se ha identificado *Nautiloculina*), y esporádicamente algunas espículas de esponjas, fragmentos de bivalvos, serpulidos y equinodermos.

Por encima de estos tramos, de aspecto más lajoso, se sitúa un conjunto de calizas también negras, fétidas, fundamentalmente bioconstruidas por colonias de corales faceloides (tramo 4) y también masivos planos (en su mayoría pertenecientes al género *Isastraea*) bioturbados. La mayor parte de las colonias faceloides son delicadas y poco densas de *Calamophylliopsis*. Hacia la parte media del tramo 4 se ha encontrado una superficie neta con abundantes ostreidos sobre la que se desarrolla una colonia de corales, del género *Aplosmilia*, de unos 70 cm de espesor y 15 m de longitud de corales faceloides densos con corallitos de 1 a 1.5 cm de diámetro. La mayor parte de estas colonias están en posición de vida, aunque también es frecuente la aparición de

colonias faceloides volcadas. Tanto las colonias encontradas *in situ* como las volcadas están incrustadas por serpulidos, *Bacinella irregularis*, *Koskinobullina socialis* y nubeculáridos (menos abundantes que en los tramos anteriores), en primer lugar, y posteriormente presentan costras micríticas de fábrica peloidal más y menos densas bioturbadas entre las que se encuentran abundantes espículas de esponjas, algunos foraminíferos (miliólidos) y fragmentos de bivalvos y equinodermos. Estas costras pueden llegar a tener varios centímetros de espesor. El resto de la roca corresponde a un *wackestone* o a *wackestone-packstone* fino de peloides, foraminíferos bentónicos miliólidos y lituólidos, y algunos bivalvos, serpulidos y equinodermos de mayor tamaño. También se han observado terrígenos (cuarzo y filosilicatos) de tamaño limo que representan menos del 5 % del volumen total. El techo de este tramo corresponde a una superficie neta y alabeada.

Por encima (tramos 5 y 6) continúan siendo abundantes las colonias de coral *in situ*, y también volcadas, de corales faceloides (entre los que se ha identificado *Calamophylliopsis*, *Aplosmilia*, y *Stylosmilia*) y también masivas planas y dómicas que presentan incrustaciones muy similares a las que desarrollaron sobre los corales del tramo 4. En este caso el sedimento que se encuentra alrededor de los corales y costras corresponde a un *wackestone* o *wackestone-packstone* fino, o a un *floatstone* de corales, intraclastos micríticos peloidales y equinodermos en matriz *wackestone* de peloides, foraminíferos bentónicos, espículas de esponjas y esporádicos pellets fecales, bivalvos y equinodermos.

La parte superior del tramo 6 se encuentra edafizada y por encima se encuentra un nivel de espesor métrico y aspecto caótico formado por fragmentos de calizas con corales de subangulosos a subredondeados muy alterados en su parte externa y rodeados de una matriz areno-arcilloso-calcárea de color blanco-amarillento. Sobre este nivel de aspecto caótico se encuentra un nivel de areniscas que presentan una importante ferruginización y el desarrollo de una costra ferruginosa.

#### III.4.2.A.4. Columna estratigráfica de la Carretera a Ribabellosa (RB) (Fig. 3.4.2.4)

Hoja Nº 241 (Anguiano) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada en la Provincia de la Rioja en el término municipal de Torrecilla en Cameros, en un corte situado a lo largo de la carretera que se dirige a la colonia infantil de Ribabellosa (Fig. 3.4.1.1). Consideramos importante

señalar que, a partir del tramo 9, la carretera a lo largo de la cual se ha realizado esta columna discurre casi paralelamente a la dirección de las capas de la Formación Torrecilla en Cameros. Este hecho nos ha permitido la observación de las relaciones laterales entre las distintas facies. Sin embargo, por otro lado, el hecho de que la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector presente una evolución sedimentaria con variaciones importantes en el tipo de facies (Alonso *et al.*, 1986-1987) (Fig. 3.4.1.3) supone que, al movernos lateralmente, el registro estratigráfico que obtendríamos, si levantáramos sucesivas columnas estrictamente en sentido vertical, podría ser distinto tanto en el tipo de facies como en el espesor de las columnas.

**Espesor total:** 31.7 m.

**Base:** Latitud: 42° 14' 28'' N

Longitud: 2° 37' 48'' O

La base de esta columna estratigráfica corresponde a un tramo cubierto, por lo que no ha podido ser identificado el límite entre la Fm. Oxfordiense Aldealpozo y la Fm. kimmeridgiense Torrecilla en Cameros.

**Techo:** Latitud: 42° 14' 43'' N

Longitud: 2° 37' 24'' O

El techo de esta columna, como en las columnas anteriores, corresponde a los depósitos continentales de la Aloformación titónica Ágreda que, aquí, están formados por arcillas rojas, areniscas y calizas de origen lacustre y palustre.

La columna estratigráfica comienza con el depósito de calizas negras y fétidas *packstone* y *floatstone* de matriz *packstone*, correspondientes a los tramos 1 y 2, y que se disponen en bancos de 20-50 cm de espesor de tendencia general granocreciente. La parte superior de algunos bancos está alabeada y algo ferruginizada y pueden presentar bioturbación tanto horizontal como penetrativa y esporádicamente *ripples* de oscilación.

Las calizas *packstone*, mal seleccionadas, están constituidas por peloides de hasta 300 µm de diámetro redondeados, aunque de morfología irregular, foraminíferos bentónicos de tipo miliólido y textulariino (algunos de ellos lituólidos de estructura interna simple, como *Nautiloculina*, y compleja), intraclastos micríticos peloidales redondeados, equinodermos, fragmentos de bivalvos, gasterópodos, corales, serpulidos y algas verdes dasicladáceas (algunas de ellas del género *Acicularia*) y hasta un

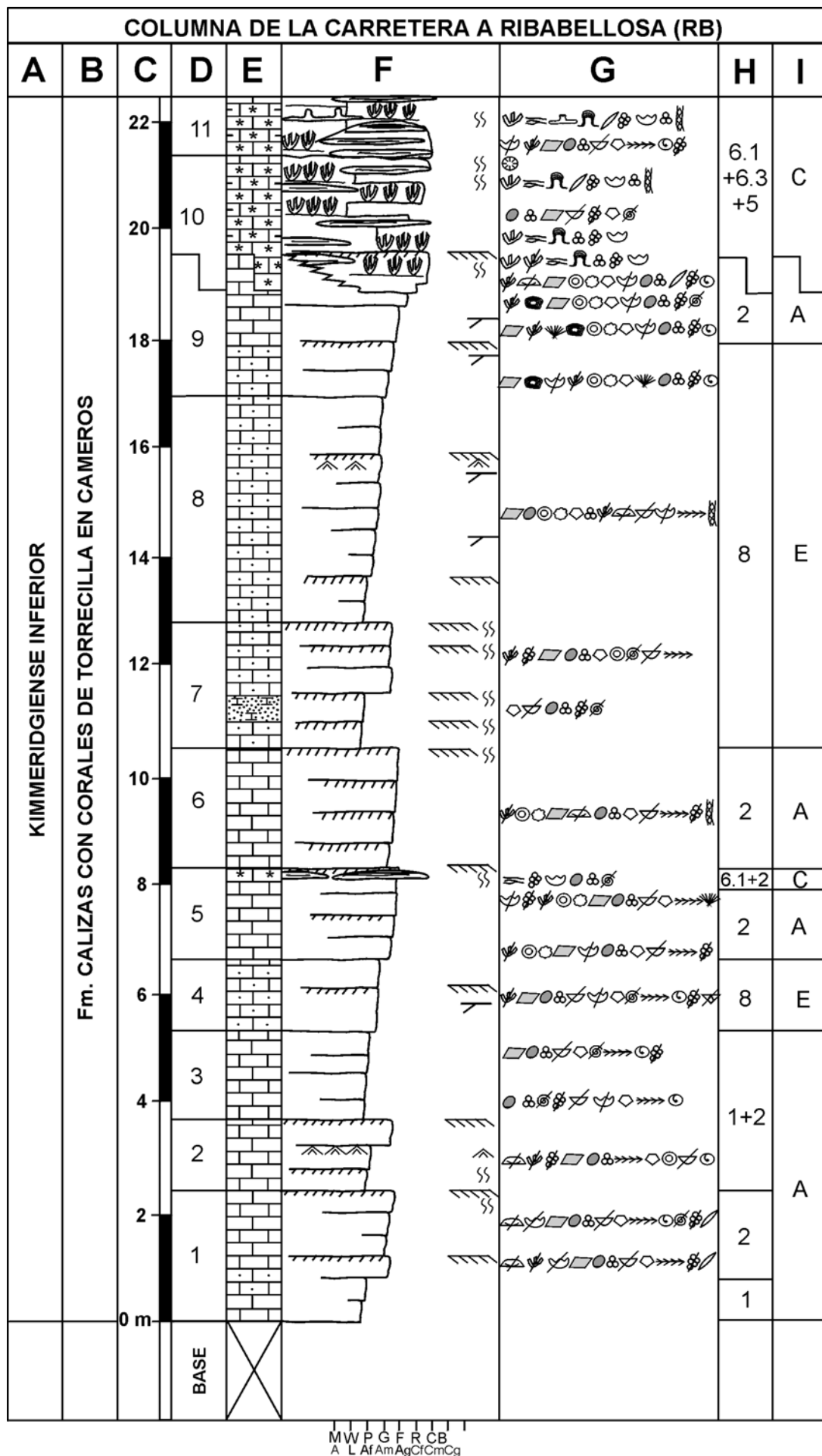
15% de cuarzo subanguloso a anguloso de tamaño arena fina. Las calizas *floatstone* están constituidas por fragmentos de corales no orientados (entre los que se ha identificado *Stylosmilia*) de tamaño hasta centimétrico, artejos de crinoides, espinas robustas de equinodermos, ostreidos, serpulidos e intraclastos micríticos peloidales con espículas de esponjas o formados por fragmentos de corales y micrita, en una matriz *packstone* similar a la descrita anteriormente. Algunos de los fragmentos de mayor tamaño presentan incrustaciones de *Bacinella irregularis*, *Placopsilina*, foraminíferos de tipo nubeculárido y micrita densa.

El siguiente conjunto (tramos 3-6) está constituido por calizas negras y fétidas *packstone* y *floatstone* de matriz *packstone* a *packstone-grainstone* que se disponen también en bancos de tamaño decimétrico y con tendencia general granocreciente. La parte superior de algunos de estos bancos se encuentra alabeada y ferruginizada, sobre todo hacia la parte superior del conjunto (tramo 6), y, en algún caso se han observado *ripples* de oscilación y bioturbación horizontal. La composición de estas calizas es muy similar a la descrita en los tramos 1 y 2, con las partículas mal seleccionadas y sin presentar orientación preferente. Otra característica distintiva de este conjunto es que a techo del tramo 5 se han encontrado algunas colonias planas de coral, *in situ*, de hasta 4 cm de espesor (incrustadas por *Bacinella irregularis* y serpulidos) y acumulaciones de bivalvos, muchos de ellos de tipo ostreido.

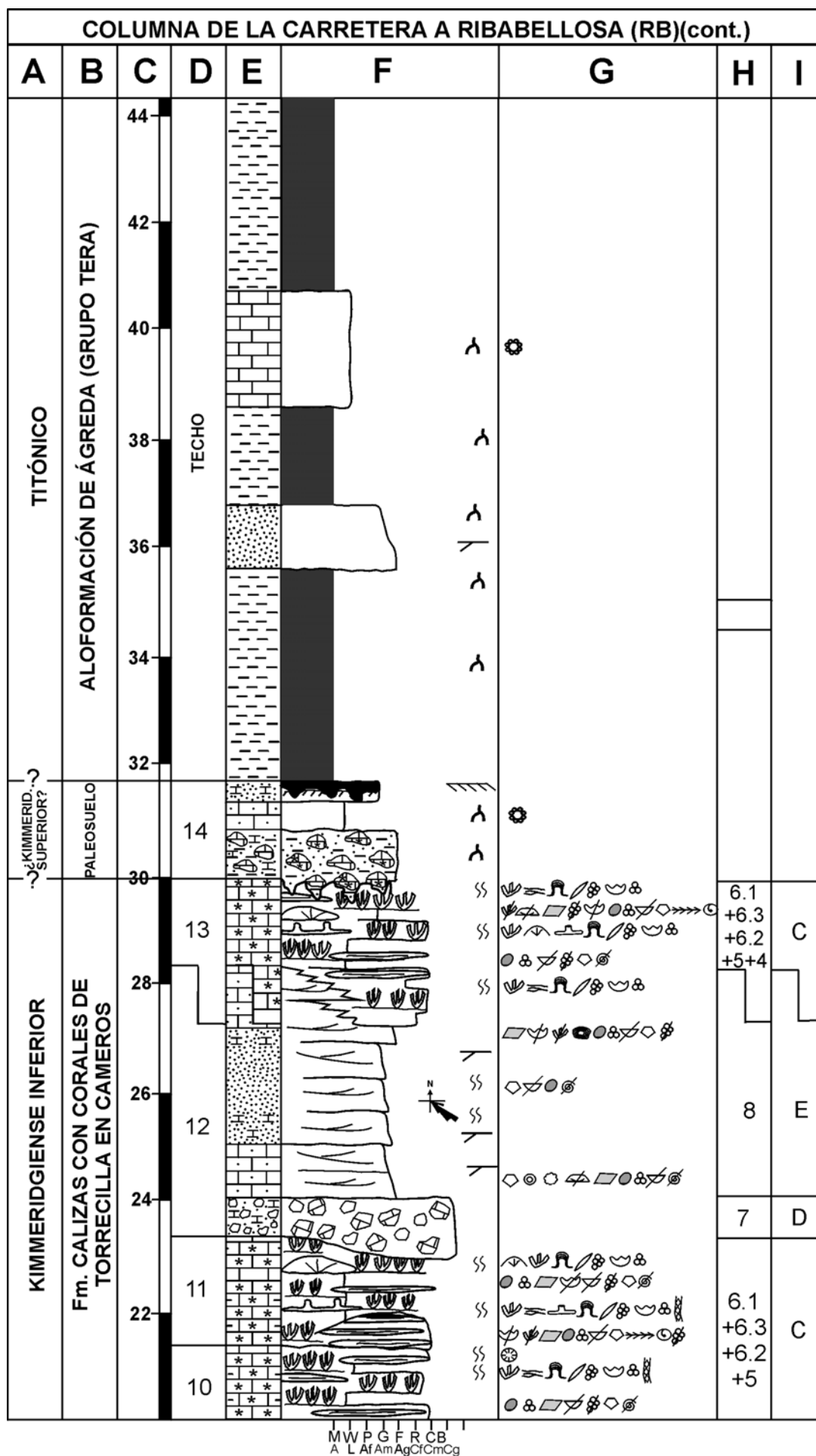
El siguiente conjunto (tramos 7-9) está formado por calizas arenosas (y en alguna ocasión arenas calcáreas de grano fino) negras y fétidas *packstone*, *grainstone* y *floatstone* de matriz *packstone* o *packstone-grainstone* que se disponen en bancos de espesor decimétrico que presentan una tendencia general granocreciente y que en ocasiones presentan estratificación cruzada. La parte superior de algunos bancos (sobre todo en el tramo 7) se encuentra alabeada, ferruginizada y presenta bioturbación de tipo *Thalassinoides*. Hacia la parte superior de este conjunto el contenido en granos de cuarzo disminuye hasta ser menor de un 1% del volumen total. Tanto el contenido fósil de estas calizas como su textura son similares a las descritas anteriormente (a no ser por su mayor contenido en cuarzo y la presencia de estratificación cruzada). Sin embargo hacia la parte superior de este conjunto (tramo 9) disminuye el contenido en cuarzo a la vez que aumenta el tamaño medio de todas las partículas carbonáticas. que en su mayoría son fragmentos de corales (entre los que se ha identificado *Calamophylloids*, y *Stylina*), intraclastos micríticos peloidales, algas solenoporáceas, ostreidos, gasterópodos, espinas gruesas de equínidos y artejos de crinoides. La mayor







**Fig. 3.4.2.4.** Columna estratigráfica de la Carretera a Ribabellosa (RB) (continúa).



**Fig. 3.4.2.4.** Columna estratigráfica de la Carretera a Ribabellosa (RB) (continuación y final).

parte de estas partículas están redondeadas y presentan incrustaciones de *Bacinella irregularis* y *Thaumatoporella*, o bien de briozoos, *Koskinobullina socialis* y micrita de fábrica peloidal con espículas de esponjas en su interior. Otras partículas presentan envueltas oncolíticas formadas en primer lugar por foraminíferos nubeculáridos y micrita densa y, finalmente, por *Girvanella*.

Por encima, y lateralmente a las calizas de la parte superior del tramo 9, se encuentra un conjunto de calizas negras y fétidas fundamentalmente bioconstruidas por corales coloniales (tramos 10 y 11) masivos y planos principalmente, entre los que se ha identificado *Isastraea*, *Meandraraea*, *Fungiastraea* y *Stylina*, y faceloides, entre los que el género más común es *Calamophylliopsis*. Las colonias planas (de hasta 4 cm de espesor y 20 cm de longitud) suelen presentarse en forma de pequeños parches de alrededor de 1 m de espesor y 2 m de longitud entre los que se encuentran las colonias faceloides que presentan un diámetro de coralito no superior a 1 cm de diámetro. Asimismo, se han encontrado algunas superficies netas alabeadas y, en algún caso, enrojecidas. Ambos tipos de colonias se encuentran comúnmente incrustadas por serpulidos, briozoos y foraminíferos nubeculáridos y micrita (en la que se pueden observar terrígenos de tamaño limo y arena fina atrapados). Hacia la parte superior de ambos tramos las colonias de coral pueden estar incrustadas, además, por una costra micrítica de fábrica peloidal, que puede presentar espesores centimétricos, en la que son muy abundantes las espículas de esponjas y que también puede contener en su interior terrígenos. Entre medias de algunas de las costras micríticas se han observado también algunas capas formadas por cemento fibroso.

El sedimento que se encuentra alrededor de las colonias y coralitos de la parte inferior del tramo 10 corresponde a un *floatstone* de corales, intraclastos, ostreidos, equinodermos, bivalvos y serpulidos de tamaño hasta centimétrico, redondeados y con envueltas oncolíticas incipientes en una matriz *wackestone-packstone* de peloides, intraclastos, foraminíferos miliólidos y textulariinos, algas verdes dasicladáceas (*Acicularia*), bivalvos, gasterópodos y serpulidos. Sin embargo, hacia la parte superior del cuerpo arrecifal los componentes del sedimento alóctono que se encuentra entre las colonias va disminuyendo de tamaño siendo de tipo *wackestone* e incluso en algunas zonas *wackestone-mudstone* de peloides y foraminíferos bentónicos de tipo miliólido y textulariino, en los que el contenido en terrígenos, de tamaño limo e incluso arena fina, puede llegar a ocupar hasta el 20 % del volumen total de este sedimento. El contenido en terrígenos es máximo hacia la parte superior del tramo 11, donde se han

encontrado niveles bastante arenosos entre algunas de las colonias masivas.

Sobre estas calizas bioconstruidas se observa una superficie erosiva sobre la que se encuentra un nivel de brechas calcáreas seguidas de calizas arenosas y sobre todo areniscas y areniscas calcáreas correspondientes al tramo 12. La brecha es matriz-sostenida y esta formada por cantos irregulares y subangulosos de caliza, de hasta más de 10 cm de diámetro, en una matriz carbonatada bastante arenosa y mal seleccionada. Sobre estas brechas y, en la parte superior de este tramo se encuentran calizas arenosas (hasta un 30% de cuarzo) *floatstone* de corales, equinodermos, serpulidos y ostreidos en matriz *packstone* o *packstone-grainstone* de peloides, bivalvos, foraminíferos bentónicos de tipo textulariino y miliólidos y equinodermos. El resto del tramo está formado por areniscas y areniscas calcáreas de grano medio y fino, con peloides y algunos foraminíferos, medianamente o bien seleccionadas, que presentan estratificación cruzada de surco y que pueden o no contener matriz micrítica.

Por encima y lateralmente a estos depósitos de naturaleza fundamentalmente siliciclástica se encuentra otro conjunto de calizas (tramo 13) esencialmente bioconstruidas por corales masivos (entre los que se ha identificado *Isastraea* y *Pseudocoenia*) y faceloides (*Calamophylliopsis*), cuyas características son muy similares a las de los tramos 10 y 11.

En la parte superior (tramo 14), estas calizas están muy alteradas y brechificadas y presentan un aspecto caótico, muy similar al de las columnas descritas anteriormente, encontrándose por encima un nivel de calizas arenosas con carófitas y abundantes huellas de raíces y posteriormente un nivel más arenoso que está en su mayor parte completamente ferruginizado y nodulizado.

#### III.4.2.A.5. Columna estratigráfica del Camino a Barruelo (BR) (Fig. 3.4.2.5)

Hoja N° 241 (Anguiano) del Mapa Topográfico Nacional del Servicio Geográfico del Ejército, escala 1:50000.

**Localización:** Esta columna ha sido realizada a lo largo de una parte del camino, que desde Barruelo, une la carretera N-111 y la carretera a Ribabellosa (Fig. 3.4.1.1).

**Espesor total:** 21.8 m.

**Base:** Latitud: 42° 15' 12" N

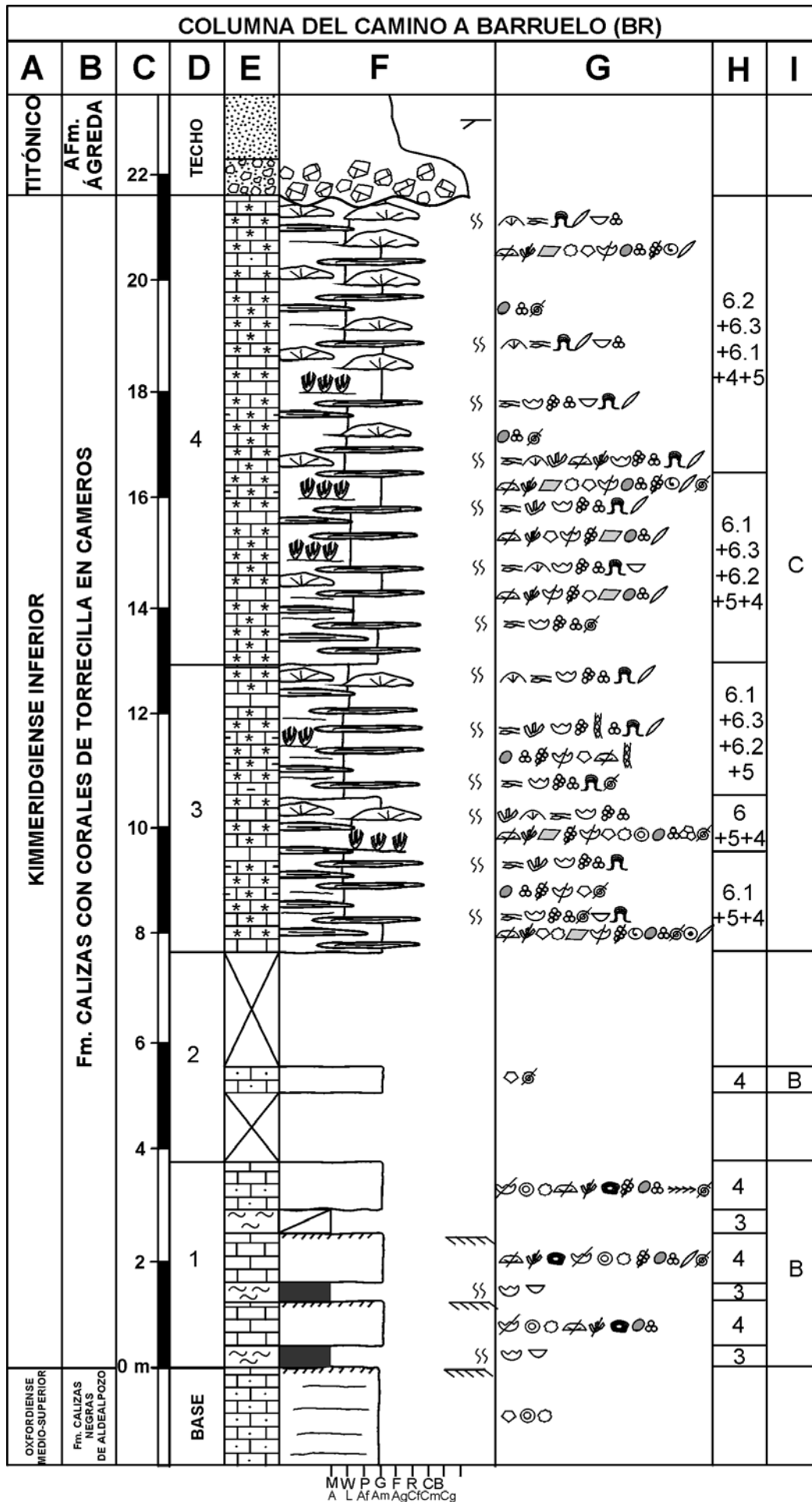


Fig. 3.4.2.5. Columna estratigráfica del Camino a Barruelo (BR).

Longitud: 2° 36' 42'' O

La base de esta columna corresponde a unas calizas muy arenosas con equínidos y crinoides pertenecientes a la Fm. oxfordiense Aldealpozo.

**Techo:** Latitud: 42° 15' 09'' N

Longitud: 2° 36' 36'' O

El techo de esta columna corresponde una superficie erosiva sobre la que se encuentra un depósito de tipo *lag*, de pocos decímetros de espesor, formado por cantos de caliza angulosos en una matriz arenosa y areniscas pertenecientes a la Aloformación continental Ágreda.

La columna comienza (tramo 1) con el depósito de margas bioturbadas con bivalvos (la mayoría ostreidos) y paquetes de 50 a 70 cm de espesor de calizas *floatstone* de ostreidos, fragmentos de corales masivos y faceloides redondeados y serpúlidos en una matriz *wackestone* de peloides, intraclastos micríticos, bivalvos, equinodermos, foraminíferos bentónicos miliólidos y lituólidos de estructura interna simple (*Nautiloculina*) y compleja, y algas verdes dasicladáceas (*Acicularia*). Las partículas de mayor tamaño suelen presentar incrustaciones de nubeculáridos y costras micríticas peloidales que contienen espículas de esponjas en su interior. Por encima hay un tramo cubierto (tramo 2) en el que sólo se ha podido reconocer algún nivel de calizas arenosas, en las que se aprecian fragmentos de equinodermos.

Por encima, y hasta el final de la columna estratigráfica (tramos 3 y 4), se encuentra un conjunto de calizas negras y fétidas principalmente bioconstruidas por corales. En general, en todo el conjunto predominan las colonias de coral masivas, si bien hacia la parte inferior predominan las planas, y, hacia la parte superior las de morfología cómica. Entre las colonias masivas se han identificado *Fungiastraea*, *Meandraraea*, sobre todo hacia la parte inferior y *Clausastraea*, hacia el techo. También se han encontrado colonias de corales faceloides pertenecientes al género *Calamophyllopsis*.

Las colonias masivas suelen estar bastante bioturbadas observándose en el interior de estas cavidades de bioturbación bivalvos litófagos, micrita peloidal con espículas de esponjas y sedimento alóctono. Por otro lado, tanto las colonias masivas como faceloides se encuentran incrustadas por briozoos, serpúlidos, ostreidos y foraminíferos de tipo nubeculárido y por encima suelen presentar costras micríticas peloidales con abundantes espículas de esponjas y, en ocasiones, fragmentos de bivalvos,

equinodermos, e incluso granos de cuarzo de tamaño limo o arena fina.

Entre las colonias de coral se encuentra sedimento de origen alóctono cuyos componentes no presentan una orientación preferente. Hacia la parte inferior de los tramos 3 y 4 este sedimento está constituido por un *floatstone* de corales, equinodermos, ostreidos, intraclastos micríticos peloidales y serpúlidos (que pueden presentar incrustaciones o costras micríticas peloidales a su alrededor) en una matriz generalmente *wackestone* de peloides, foraminíferos textulariinos, algunos de ellos lituólidos, de estructura interna simple (*Nautiloculina*) y miliólidos, equinodermos, intraclastos, bivalvos, gasterópodos y algunos oolitos de envueltas tangenciales y granos de cuarzo de tamaño limo o arena fina. Sin embargo, en la mayor parte de los casos el sedimento que rodea a las colonias corresponde a un *wackestone* (y en ocasiones *wackestone-packstone* o *wackestone-mudstone*) similar al descrito anteriormente. En este caso este sedimento puede ser bastante limoso, pudiendo contener hasta un 20 % de cuarzo y filosilicatos, ambos de tamaño limo. Hacia el techo y ocasionalmente, se ha encontrado alguna pasada de areniscas calcáreas con fragmentos de coral sobre las colonias en posición de vida.

### III.4.2.B. Análisis de facies de la Formación Torrecilla en Cameros

En este apartado se estudiarán los distintos tipos de facies y asociaciones de facies (resumidas en la Fig. 3.4.2.6) que se han distinguido en este sector. Al igual que en los sectores anteriores, los números y letras correspondientes a cada facies y asociación se han asignado correlativamente, por lo que éstos no tienen por qué coincidir con los de facies similares en los otros dos sectores.

#### III.4.2.B.1. Asociación de facies A. Depósitos de rampa media y media-interna dominados por la acción de las tormentas

Esta asociación de facies es la más frecuente desde la base hacia hasta la parte media de la mayor parte de las columnas estratigráficas (CG, CT y RB). En la columna CCGT esta asociación no está representada ya que se encuentra en tramos inferiores a los estudiados. Está formada por calizas de origen alóctono negras y fétidas, comúnmente bien estratificadas y mal seleccionadas, en las que prácticamente no se han encontrado estructuras sedimentarias y que presentan una tendencia, en conjunto, granocreciente y que pueden culminar con la presencia de calizas bioconstruidas por corales

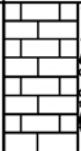

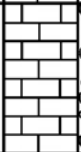



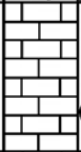

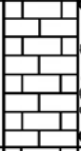

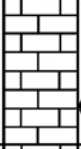

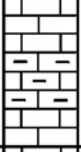

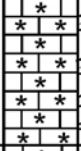
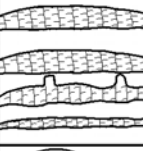
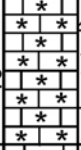

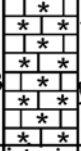
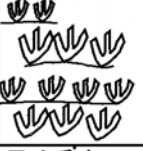

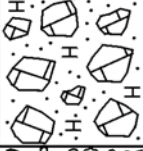
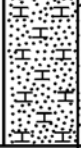

FACIES			DESCRIPCIÓN	INTERPRETACIÓN	ASOCI. FACIES
1			<i>Packstone</i> de bioclastos, peloides, foraminíferos bentónicos e intraclastos con muestras de retrabajamiento en las partículas.	Depósitos de tormenta. Rampa media.	A
2			<i>Floatstone</i> de bioclastos e intraclastos en matriz <i>packstone</i> y <i>grainstone</i> de bioclásticos, peloides, intraclastos y foraminíferos bentónicos, con muestras de retrabajamiento e incrustación en las partículas.	Facies de destrucción del arrecife. Depósitos de tormenta. Rampa media-interna.	
3			Margas con bivalvos de color oscuro bioturbadas.	Depósitos de muy baja energía. Rampa interna protegida.	B
4			<i>Floatstone</i> de bioclastos en matriz <i>wackestone</i> de bioclastos, peloides, intraclastos y foraminíferos bentónicos, con muestras de retrabajamiento e incrustación en las partículas.	Depósitos de tormenta en un medio de baja energía. Rampa interna protegida.	
2			<i>Floatstone</i> de bioclastos e intraclastos en matriz <i>packstone</i> y <i>grainstone</i> de bioclásticos, peloides, intraclastos y foraminíferos bentónicos, con muestras de retrabajamiento e incrustación en las partículas.	Facies de destrucción y flanco arrecifal. Depósitos de tormenta. Rampa media-interna.	C
4			<i>Floatstone</i> de bioclastos en matriz <i>wackestone</i> de bioclastos, peloides, intraclastos y foraminíferos bentónicos, con muestras de retrabajamiento e incrustación en las partículas.	Depósitos de tormenta en un medio de baja energía. Rampa interna protegida.	
5			Calizas <i>wackestone</i> y <i>wackestone</i> limosas de peloides, foraminíferos bentónicos, bioclastos e intraclastos. Ocasionalmente abundante cuarzo de tamaño arena fina.	Depósitos de baja energía con aportes procedentes del continente. Rampa interna protegida.	
6.1			Calizas esencialmente bioconstruidas por corales planos y laminares ( <i>platestone-sheestone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media-interna e interna	
6.2			Calizas esencialmente bioconstruidas por corales de morfología dómica ( <i>domestone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media-interna e interna	
6.3			Calizas esencialmente bioconstruidas por corales de faceloides ( <i>pillarstone</i> ).	Facies arrecifales s.s. Rampa media-interna e interna	
7			Brecha matriz-sostenida de cantos de calizas negras y matriz calcáreo-arenosa. Aspecto caótico.	Facies de destrucción de la plataforma. Rampa media-interna o interna	D
8			Areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas de grano fino y medio con cuarzo, bioclastos, peloides, foraminíferos e intraclastos con estratificación cruzada.	Barras submareales con abundantes aportes del continente. Rampa interna.	E

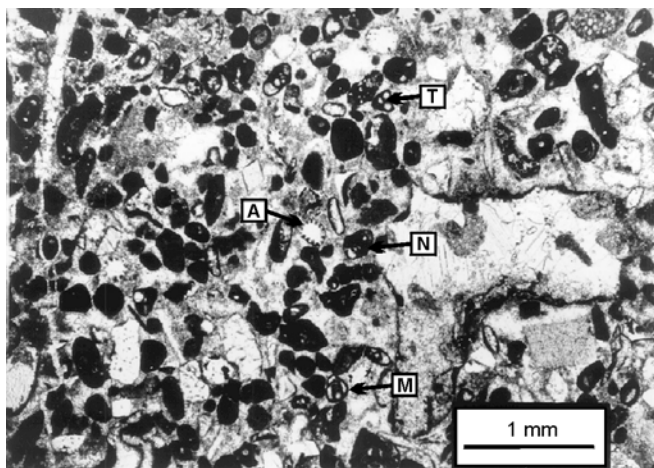
Fig. 3.4.2.6. Resumen esquemático de los distintos tipos de facies, y asociaciones de facies a las que pertenecen, observadas en la Formación Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla.

(que se describirán posteriormente. En este tipo de asociación se han diferenciado dos tipos distintos de facies

### **III.4.2.B.1.a. Facies 1. Packstone de bioclastos, peloides, foraminíferos e intraclastos** (Fig. 3.4.2.7)

#### Descripción

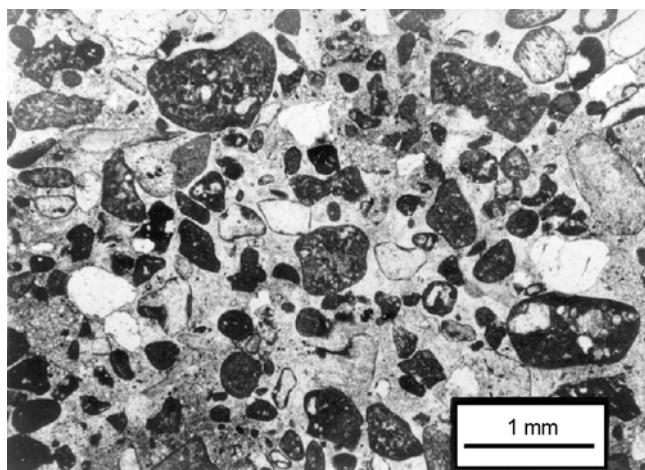
Esta facies está constituida por calizas *packstone* que se disponen en bancos de espesor decimétrico en los que rara vez se han encontrado estructuras sedimentarias (solamente se han observado *ripples* de oscilación en la parte superior de alguno de estos bancos en la columna de la Carretera a Ribabellosa) (Fig. 3.4.2.4). En esta misma columna el techo de varios de estos bancos corresponde a una superficie alabeada, algo ferruginizada y bioturbada. Internamente estos bancos están constituidos por un *packstone* medianamente a mal seleccionado y sin orientación preferente en las partículas, de peloides, foraminíferos bentónicos, intraclastos, fragmentos de coral, equinodermos, bivalvos, gasterópodos, serpúlidos, algas, espículas de esponjas y algún briozoo, y terrígenos (sobre todo granos de cuarzo) de tamaño arena fina o limo, que no sobrepasan el 15 % del volumen total de la roca.



**Fig. 3.4.2.7.** Ejemplo de Facies 1: Packstone de bioclastos, peloides, foraminíferos e intraclastos. Obsérvese la gran abundancia de peloides y presencia de foraminíferos de tipo miliólido (M), textulariino (T) algunos de ellos lituólidos de estructura interna simple como *Nautiloculina* (N), y algas verdes dasicladáceas del género *Acicularia* (A).

Los peloides son redondeados, aunque presentan morfologías irregulares y no suelen superar las 300-400  $\mu\text{m}$  de diámetro. Los intraclastos, generalmente redondeados a subredondeados (Fig. 3.4.2.8) y que pueden llegar a tener varios milímetros de diámetro, suelen ser completamente micríticos, de fábrica

peloidal o no, o pueden estar formados en parte por fragmentos de coral y en parte por micrita. Los foraminíferos bentónicos más abundantes son de tipo miliólido y textulariino, de los cuales los más abundantes son los lituólidos tanto de estructura interna simple (*Nautiloculina*) como compleja (Figs. 3.4.2.7). Entre los fragmentos de algas, los más abundante son los de algas verdes dasicladáceas pertenecientes al género *Acicularia* (Fig. 3.4.2.7), aunque también se ha observado algún fragmento de algas rojas solenoporáceas.



**Fig. 3.4.2.8.** Ejemplo de Facies 1 en el que uno de los componentes mayoritarios son los intraclastos que en su mayoría se encuentran bastante redondeados.

#### Interpretación

La mayor parte de los fósiles encontrados en este tipo de facies es característicos de medios marinos someros, de salinidad normal. Sin embargo, tanto algunos de estos fósiles (como los fragmentos de coral) como los peloides e intraclastos suelen estar bastante redondeados, lo que significa que sufrieron un retrabajamiento y transporte previo a su depósito final, posiblemente por la acción del oleaje. Estos intraclastos (micríticos, muchas veces de fábrica peloidal, y con fragmentos de coral), así como los fragmentos de coral procedieron de la destrucción de las facies arrecifales que suelen presentar costras micríticas, que se describirán más adelante. Los peloides, aunque también redondeados, presentan morfologías irregulares por lo que, además de por micritización de partículas, también procedieron de la destrucción de las costras micríticas desarrolladas sobre los corales.

El hecho de que estos componentes, resedimentados, estén mal seleccionados y no presenten una orientación preferente, así como el que no se haya encontrado ningún tipo de estructuración interna en estas calizas (salvo algunos *ripples* a techo de algún banco) sugiere que la sedimentación de

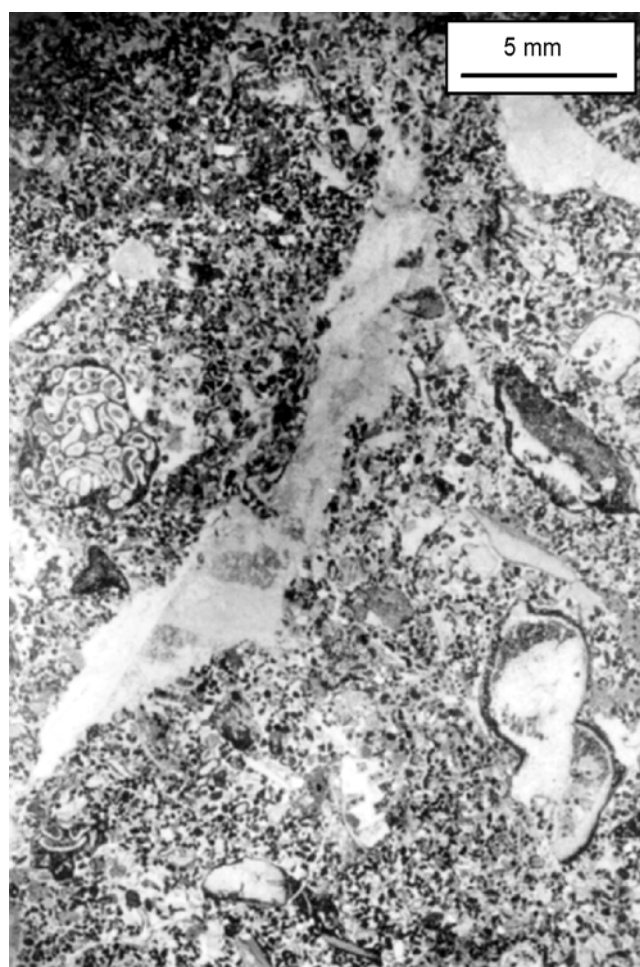


estos depósitos se produjo de manera episódica, probablemente durante los periodos de tormenta, en una zona de rampa media, al menos, por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. El hecho de que la parte superior de los bancos esté bioturbada y ferruginizada sugiere la existencia de periodos con bajas tasas de sedimentación entre los episodios de tormenta.

**III.4.2.B.1.b. Facies 2. Floatstone de bioclastos e intraclastos en matriz packstone de bioclastos, peloides e intraclastos** (Figs. 3.4.2.9; 3.4.2.10)

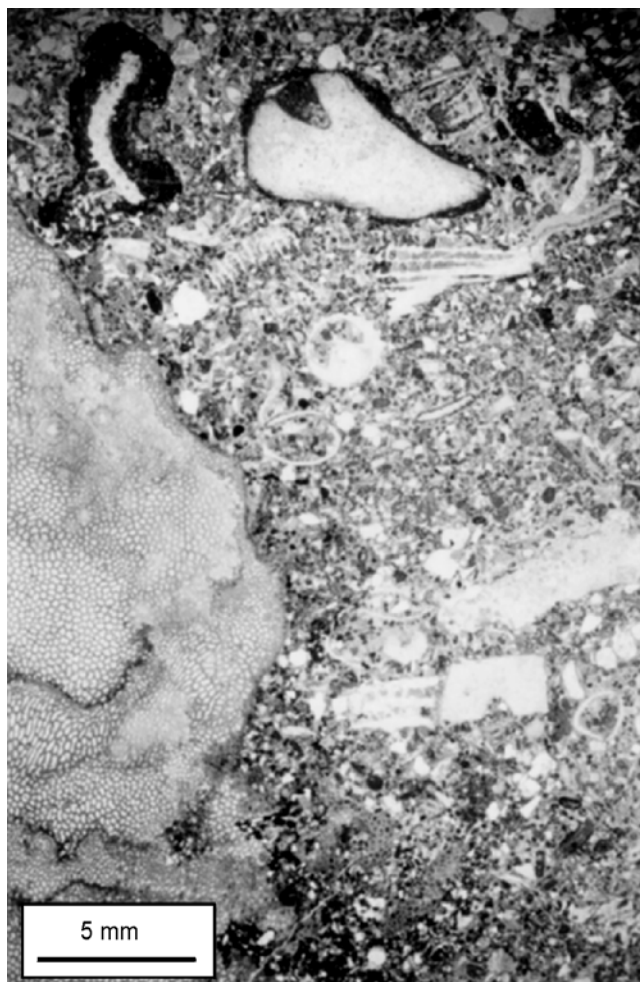
#### Descripción

Esta facies está formada por calizas muy mal seleccionadas (con partículas de tamaño centimétrico a micrométrico) de aspecto estratificado, que se disponen en bancos de espesor decimétrico, en las que no se ha observado ningún tipo de estructuración interna. La parte superior de algunos de los bancos se encuentra bioturbada y algo ferruginizada. Este tipo de facies se suele encontrar estratigráficamente por



**Fig. 3.4.2.9.** Ejemplo de Facies 2: Floatstone de bioclastos e intraclastos en matriz packstone de bioclastos, peloides e intraclastos.

encima de los depósitos de la Facies 1 de forma gradual. Sin embargo, cuando las calizas de la Facies 1 se disponen sobre este tipo de facies el contacto corresponde una superficie neta.

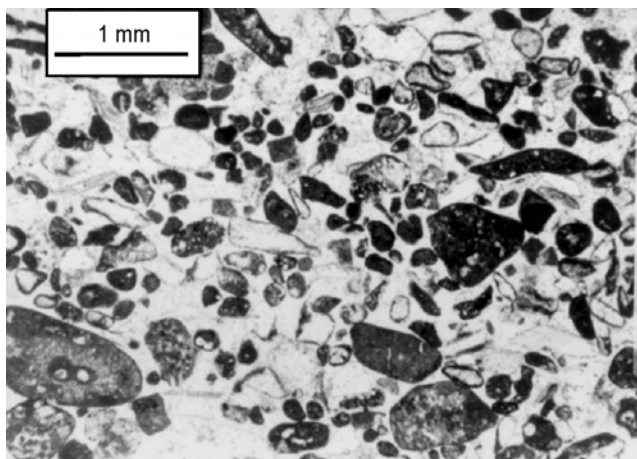


**Fig. 3.4.2.10.** Ejemplo de Facies 2. En este caso el componente de mayor tamaño corresponde a un fragmento de chaetétido. Obsérvese como tanto en esta figura como en la anterior la mayor parte de los componentes de mayor tamaño se encuentran bastante redondeados y con envueltas oncolíticas incipientes.

Estos depósitos corresponden a floatstone de corales masivos y faceloides, intraclastos, equinodermos, bivalvos (muchos de ellos ostreidos), serpulidos y en ocasiones gasterópodos, chaetétidos y oncolitos en una matriz packstone muy similar al de la Facies 1, de peloides, foraminíferos bentónicos, bivalvos, equinodermos, serpulidos, algas verdes dasicladáceas y alguna vez solenoporáceas y cianofíceas (*Cayeuxia*).

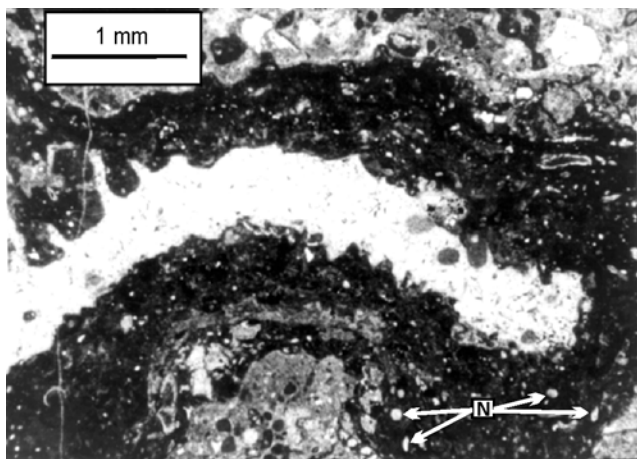
En los tramos del tercio medio de las columnas CG y CT (parte superior de los tramos 4 y 5, respectivamente) (Figs. 3.4.2.1; 3.4.2.2) estas facies pueden presentar poca cantidad, o pueden, incluso, no contener, matriz micrítica (Fig. 3.4.2.11) presentando

entonces cierta orientación en las partículas alargadas de menor tamaño.



**Fig. 3.4.2.11.** Ejemplo de Facies 2 en la que la matriz del floatstone corresponde a un grainstone con ausencia de matriz micrítica.

La mayor parte de los componentes, sobre todo los fragmentos de coral, intraclastos y peloides, suelen ser subredondeados o redondeados. Asimismo la mayor parte de las partículas de mayor tamaño pueden presentar envueltas oncolíticas incipientes formadas por incrustaciones de foraminíferos de tipo nubeculárido y micrita densa (Fig. 3.4.2.12), y en ocasiones también de serpúlidos, briozoos, *Koskinobullina socialis*, *Bacinella irregularis* y *Girvanella*.



**Fig. 3.4.2.12.** Detalle de bioclasto oncolitizado por foraminíferos incrustantes de tipo nubeculárido (N) y micrita densa.

#### Interpretación

Al igual que en la Facies 1, casi todos los fósiles encontrados en esta facies, aunque resedimentados, son típicos de ambientes de poca profundidad y salinidad normal y en muchos casos, procedentes de un ambiente arrecifal. Por otro lado, muchas de las partículas de tamaño superior a los 3-4 mm se

encuentran redondeadas, y posteriormente incrustadas por organismos, que han sido interpretados como de ambientes muy someros (Fürisch y Werener, 1991; Leinfelder *et al.*, 1993a; Insalaco *et al.*, 1997, Dupraz y Strasser, 1999, entre otros). Esto significa que, previamente a su depósito final, estas partículas sufrieron un retrabajamiento y posterior incrustación en ambientes de muy poca profundidad.

Todas estas características, junto con la mala selección, ausencia de estructuración interna u orientación de las partículas, así como el desarrollo de superficies bioturbadas y ferruginizadas, nos hace considerar que este tipo de facies se depositó durante los episodios de tormenta, en una zona de rampa media-interna, muy cerca, y en ocasiones (cuando hay ausencia de matriz micrítica y las partículas alargadas presentan una orientación preferente) por encima, del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

### **III.4.2.B.2. Asociación de facies B. Depósitos de rampa interna y baja energía con periodos episódicos de tormenta**

Este tipo de asociación de facies se ha encontrado exclusivamente hacia la base de la columna del Camino a Barruelo (BR) y está formada por una alternancia de bancos de calizas y margas (Fig. 3.4.2.5). Las facies pertenecientes a esta asociación son:

#### **III.4.2.B.2.a. Facies 3. Margas con bivalvos**

##### Descripción

Esta facies está formada por margas de color oscuro bioturbadas en las que se han observado fragmentos de bivalvos, la mayoría de ellos de tipo ostreido.

##### Interpretación

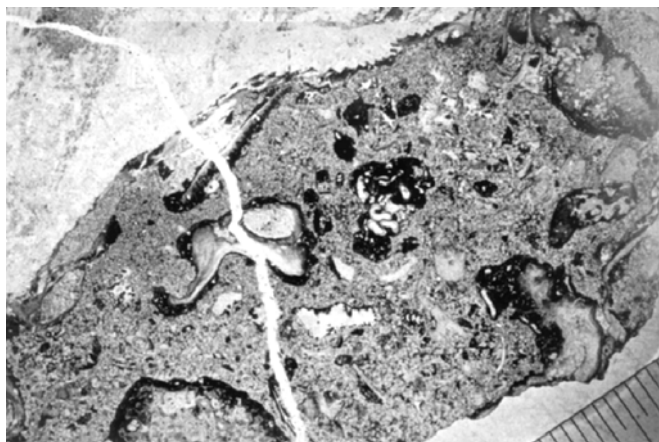
Estas margas se depositaron en un medio somero, como lo pone de manifiesto la presencia de abundantes ostreidos, de muy baja energía, aunque apto para el desarrollo de los organismos (rampa interna protegida).

#### **III.4.2.B.2.b. Facies 4. Floatstone de bioclastos en matriz wackestone de peloides, bioclastos e intraclastos** (Figs. 3.4.2.13; 3.4.2.14)

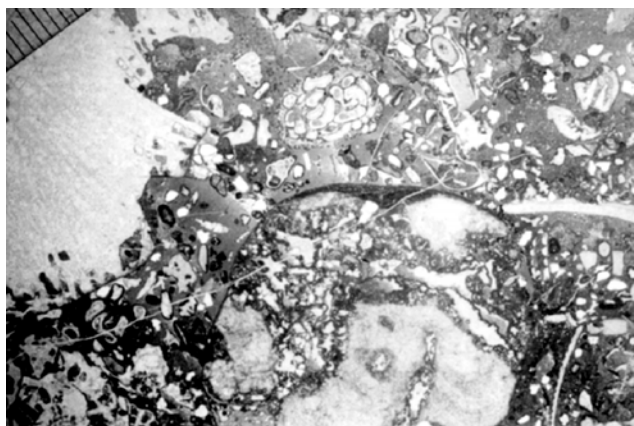
##### Descripción

Este tipo de facies se encuentra entre los niveles margosos de la facies anterior, en forma de bancos de calizas negras, muy mal seleccionadas y sin

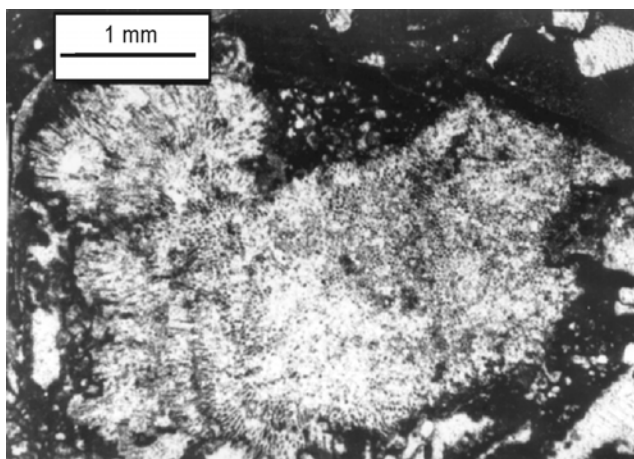
estructuración interna, de espesor decimétrico y que presentan ligeras ferruginizaciones en la parte superior. También se ha encontrado en algunos afloramientos, sin continuidad lateral, entre las columnas de RB y BR (Fig. 3.4.1.1).



**Fig. 3.4.2.13.** Ejemplo de Facies 4: Floatstone de bioclastos en matriz wackestone de peloides, bioclastos e intraclastos. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .

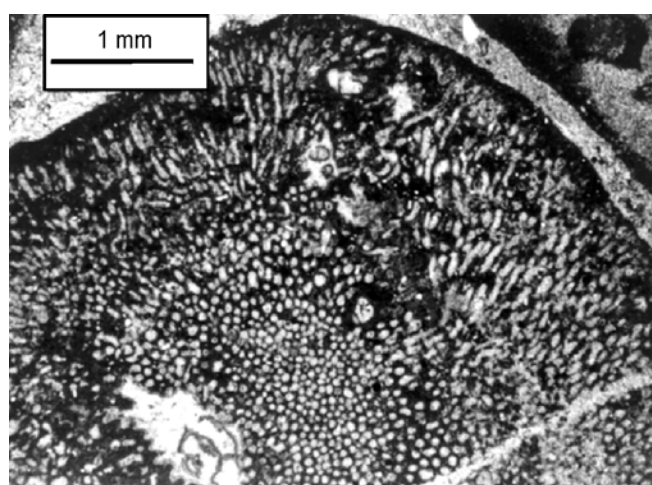


**Fig. 3.4.2.14.** Ejemplo de Facies 4. Obsérvese que tanto en esta figura como en la anterior los componentes de mayor tamaño se encuentran redondeados y oncolitizados. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 3.4.2.15.** Ejemplo de alga roja solenoporácea.

Estas calizas corresponden a floatstone de corales masivos y faceloides, intraclastos, serpúlidos, ostreoides, chaetétidos y algas solenoporáceas y cianofíceas (*Cayeuxia*) (Figs. 3.4.2.15; 3.4.2.16) en su mayor parte redondeados y oncolitizados y de hasta varios centímetros de diámetro, en una matriz wackestone mal seleccionada de peloides, intraclastos micríticos peloidales, bivalvos, gasterópodos, equinodermos, foraminíferos bentónicos, algas verdes dasicladáceas (como *Acicularia*), en ocasiones oolitos, y granos de cuarzo de tamaño arena fina subangulosos o angulosos, que suelen constituir menos del 10% del total del volumen de la roca. Los foraminíferos bentónicos son, como en la Facies 1 y 2, de tipo miliólido y textulariino entre los que se han identificado lituólidos de estructura interna simple (como *Nautiloculina*) y compleja.



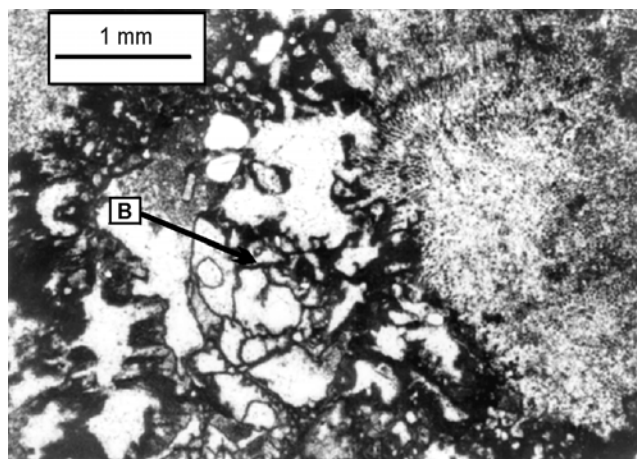
**Fig. 3.4.2.16.** Ejemplo de alga cianofícea de tipo *Cayeuxia*.

Las envueltas oncolíticas de las partículas pueden tener hasta 2 mm de espesor y están formadas en primer lugar por foraminíferos incrustantes de tipo nubeculárido, serpúlidos y micrita densa o también frecuentemente por serpúlidos, briozoos, *Koskinobullina socialis*, *Bacinella irregularis*, *Thaumatoporella*, *Bulloporella* aff. *laevis* (sensu Leinfelder *et al.*, 1993) y *Girvanella* (Figs. 3.4.2.17; 3.4.2.18; 3.4.2.19; 3.4.2.20), que no suelen superar las 1000  $\mu\text{m}$  de espesor. En ocasiones muestran una incrustación posterior de micrita de fábrica peloidal.

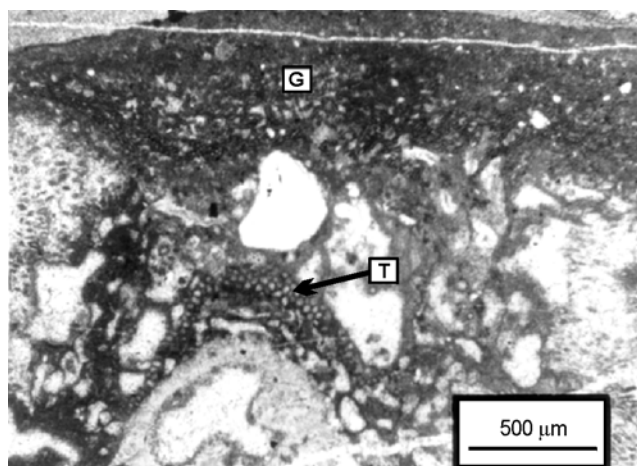
#### Interpretación

El hecho de que esta facies esté tan mal seleccionada, sin ningún tipo de estructuración y con una gran cantidad de barro micrítico, y de que se encuentre intercalada entre los niveles margosos de la Facies 3, nos hace considerar que se depositó, durante los episodios de tormenta, en una zona de rampa interna, de baja energía.

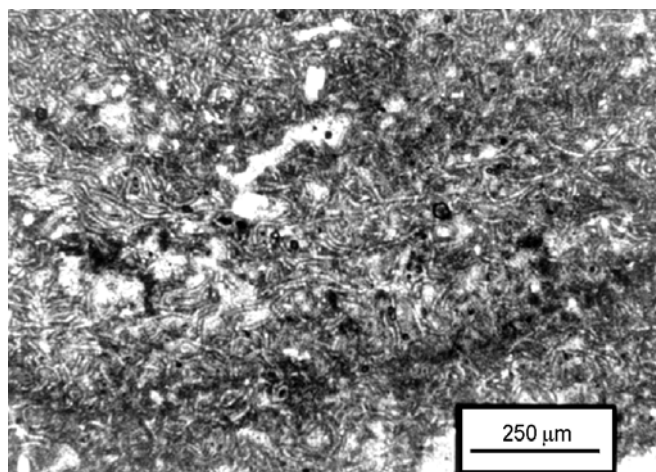
Por otro lado, el que la mayor parte de los bioclastos corresponda a corales y serpúlidos, en muchos casos redondeados, nos hace suponer que en zonas adyacentes se estaban desarrollando bioconstrucciones arrecifales.



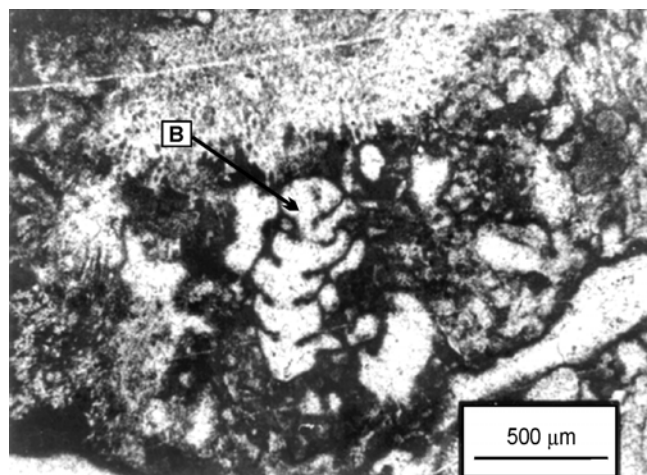
**Fig. 3.4.2.17.** *Bacinella irregularis* (B) incrustando un fragmento de alga solenoporácea.



**Fig. 3.4.2.18.** Detalle del alga incrustante *Thaumtoporella* (T) en el interior de un intraclasto oncolitizado e incrustado por *Girvanella* (G).



**Fig. 3.4.2.19.** Detalle del alga cianofícea incrustante *Girvanella*.



**Fig. 3.4.2.20.** Aspecto de *Bullopora* aff. *laevis* (sensu Leinfelder et al., 1993).

### III.4.2.B.3. Asociación de facies C. Sistema arrecifal

Esta asociación de facies es la única que está presente en todas las columnas estratigráficas realizadas. Está constituida esencialmente por calizas bioconstruidas por corales entre las que se encuentran depósitos de origen alóctono. Incluso, ocasionalmente sobre las colonias se han observado pasadas de calizas muy arenosas o incluso areniscas calcáreas. El aspecto de campo suele ser masivo, aunque en los casos en los que estos arrecifes están formados en su mayor parte por colonias planas, sobre todo cuando están rodeadas de sedimento alóctono fino y limosos, el aspecto es de nodular a laminar irregular (Fig. 3.4.2.21). La potencia y continuidad lateral de estas bioconstrucciones varía en función de la columna estratigráfica, pudiendo llegar a tener algunos de estos edificios arrecifales una potencia de hasta más de 10 m y una continuidad lateral de hasta varios centenares de metros (Figs. 3.4.2.21; 3.4.2.22). En cualquier caso, una característica común a todas las columnas estratigráficas realizadas en este sector es que la proporción de calizas bioconstruidas por corales aumenta hacia el techo de todas ellas, pudiendo formar parte de un mismo, o de distintos cuerpos arrecifales.

Los distintos tipos de facies pertenecientes a esta asociación son:

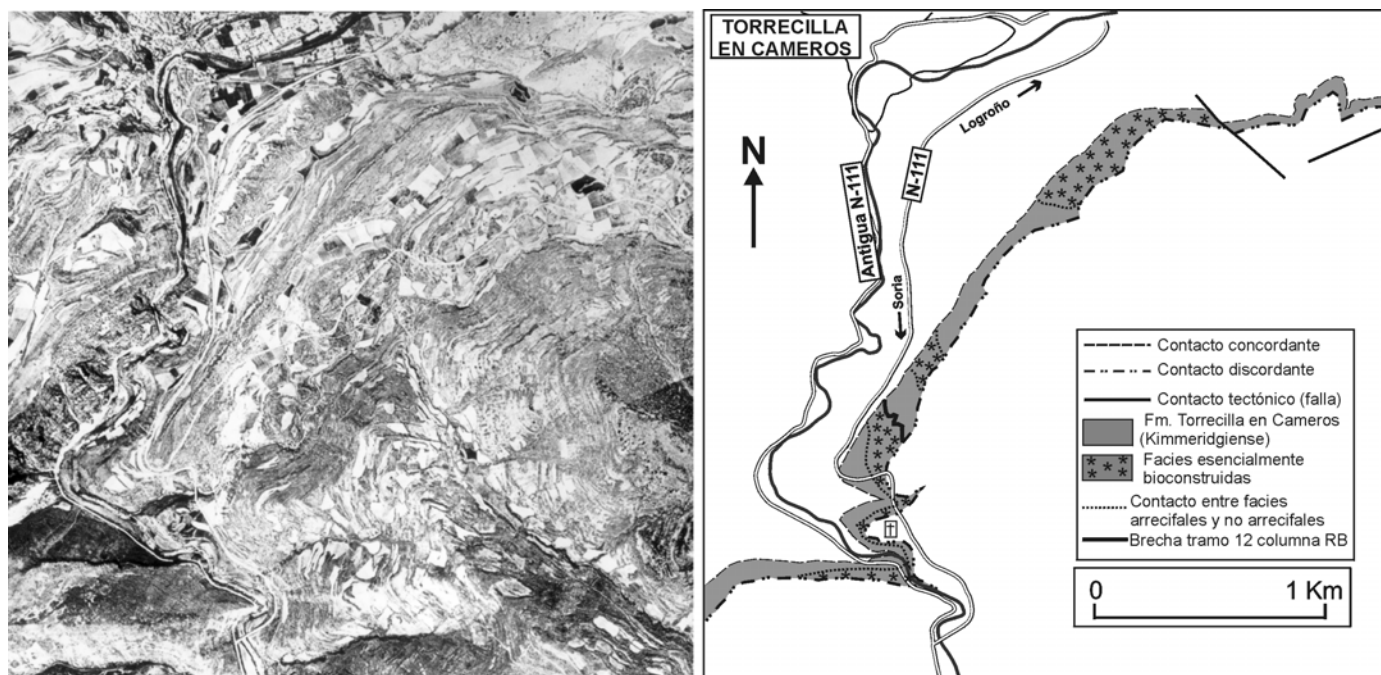
#### III.4.2.B.3.a. *Facies 2. Floatstone de bioclastos e intraclastos en matriz packstone de bioclastos, peloides e intraclastos*

Este tipo de facies, muy mal seleccionada y sin estructuración interna, ya ha sido descrita como perteneciente a la Asociación de facies A (apartado III.4.2.B.1.b). Sin embargo, facies idénticas se han





**Fig. 3.4.2.21.** Aspecto de campo del complejo arrecifal en el que se ha realizado la columna estratigráfica CCGT (Fig. 3.4.2.3). Obsérvese su continuidad lateral a lo largo de todo el afloramiento y el aspecto irregular nodular y laminar del mismo, más acusado en la parte inferior donde predominan las colonias de morfología plana.



**Fig. 3.4.2.22.** Esquema realizado a partir de la fotografía aérea de la zona en el que se han representado los afloramientos en este sector de la facies arrecifales y en el que se puede apreciar la continuidad lateral. Asimismo se ha señalado la posición de la brecha calcárea correspondiente a la facies 7 que se describirá en el apartado III.4.2.B.4.a.

encontrado entre las colonias de coral desarrolladas hacia la parte inferior y media de las columnas estratigráficas CG, CT y RB (Figs. 3.4.2.1; 3.4.2.2; 3.4.2.4). La interpretación, por tanto es la misma: materiales procedentes de la destrucción del arrecife, removilizados durante las tormentas y depositados en una zona de rampa media-interna.

#### **III.4.2.B.3.b. Facies 4. Floatstone bioclastos en matriz wackestone de peloides, bioclastos e intraclastos**

Al igual que la Facies 2, esta facies, que contiene una gran proporción de barro micrítico frente a la de partículas, ha sido ya descrita en el apartado III.4.2.B.2.b como perteneciente a la Asociación de facies B. En este caso, este tipo de facies se encuentra en todas las columnas estratigráficas entre las colonias de coral, faceloides o masivas, de los cuerpos arrecifales desarrollados en el tercio superior de estas series.

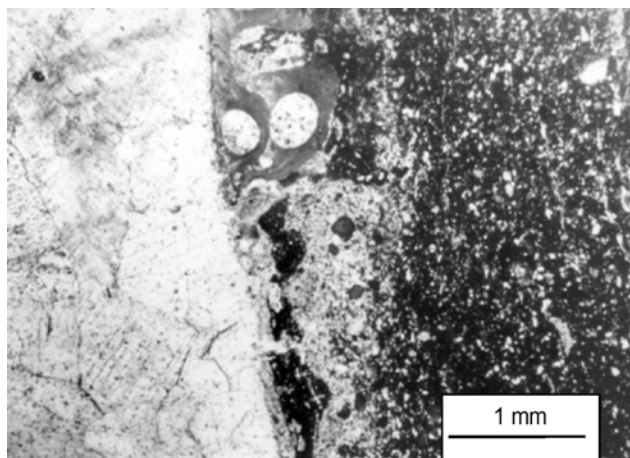
En este caso, estos materiales, también se depositaron, durante episodios de tormenta en zona de rampa interna, de baja energía, aunque bien comunicada y de salinidad normal (como lo pone de manifiesto el hecho de que se encuentre entre colonias de coral *in situ*).

#### **III.4.2.B.3.c. Facies 5. Wackestone y wackestone limosos de peloides, foraminíferos y bioclastos** (Figs. 3.4.2.23; 3.4.2.24)

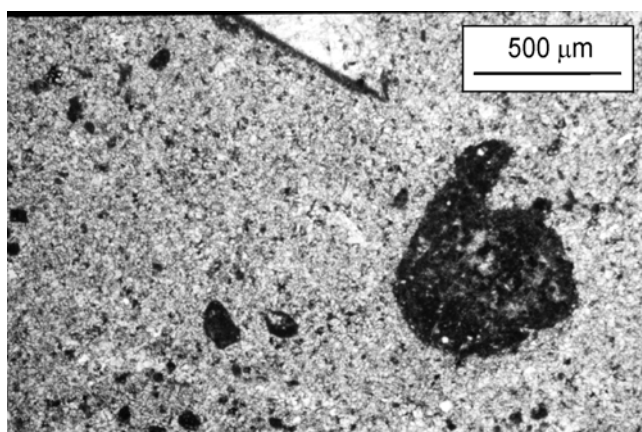
##### Descripción

Este tipo de sedimento es uno de los más comunes que se encuentran entre las colonias masivas y faceloides de los cuerpos arrecifales de la parte superior de todas columnas estratigráficas. Está formado por un *wackestone*, generalmente fino, medianamente a mal seleccionado, sin estructuración interna ni orientación preferente de las partículas, y constituido por peloides, equinodermos, bivalvos, fragmentos de corales, serpúlidos, intraclastos, foraminíferos bentónicos de tipo miliólido y textulariino, algunos de ellos lituólidos de estructura interna simple (como *Nautiloculina*) y compleja, y en algunos casos cuarzo de tamaño arena fina. En alguna ocasión, el porcentaje total de componentes de este tipo de sedimento puede aumentar o disminuir hasta convertirse en *packstone* o *mudstone*, respectivamente. Una de las características más significativas de estos depósitos es el hecho de que, con frecuencia, presentan un contenido en terrígenos de tamaño limo (cuarzo y filosilicatos) (Fig. 3.4.2.23) o incluso arena que puede llegar a alcanzar, ocasionalmente, hasta el 40 % del volumen total de la roca, aunque generalmente no superan el 25% del

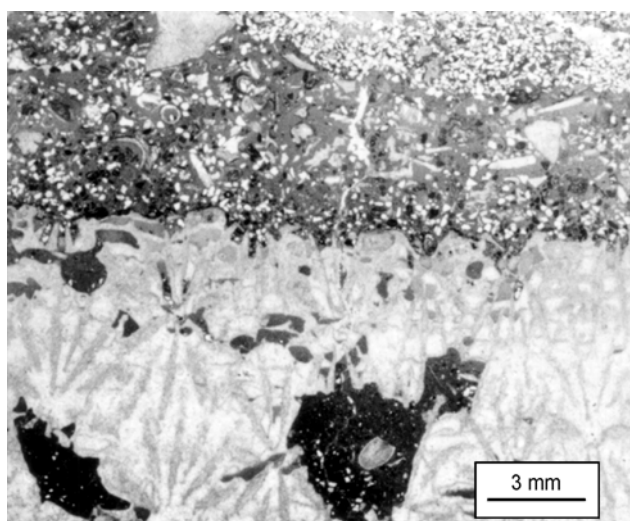
volumen total (Fig. 3.4.2.25). La abundancia en terrígenos de tamaño limo confiera a la roca un aspecto lajoso.



**Fig. 3.4.2.23.** Ejemplo de Facies 5: Wackestone y wackestone limoso de peloides, foraminíferos y bioclastos, asociado a un coral, en este caso incrustado por serpúlidos.



**Fig. 3.4.2.24.** Ejemplo de Facies 5. Obsérvese la ausencia de terrígenos de tamaño limo en contraste con la figura anterior donde eran bastante abundantes.



**Fig. 3.4.2.25.** Colonia masiva de coral sobre la que se encuentra un depósito de la Facies 5 con gran abundancia de granos de cuarzo de tamaño arena fina.

### Interpretación

La gran cantidad de sedimento micrítico, que en ocasiones ocupa más del 80% del volumen de la roca, supone que este tipo de facies se depositó en un medio de baja energía, en el que al menos parte de las partículas pudieron haber llegado como carga en suspensión (como los terrígenos de tamaño limo), y parte (las de mayor tamaño) durante los episodios de tormenta que afectaron, de manera atenuada, a esta zona de la rampa. El hecho de que este sedimento se encuentre entre colonias de coral *in situ* nos hace suponer que el ambiente de depósito corresponde a una zona de la rampa interna, protegida, aunque de salinidad normal, y por tanto buena comunicación con las zonas más abiertas de la plataforma.

#### **III.4.2.B.3.d. Facies 6. Calizas bioconstruidas por corales**

##### Descripción

Esta facies es la más abundante de todas las que componen esta asociación. Al igual que en los sectores anteriores, la subdividiremos en distintas subfacies en función de los distintos tipos y morfologías de crecimiento de los corales. En este punto cabe señalar que, aunque en la mayoría de los casos suelen coexistir los distintos tipos de corales, es posible observar una zonación en sentido vertical en cuanto a las formas más abundantes. Así, las formas masivas planas predominan hacia la parte inferior de los cuerpos arrecifales. Este tipo de colonias suelen coexistir con colonias faceloides delicadas que suelen hacerse más abundantes progresivamente. En la parte superior de estos cuerpos suelen predominar las colonias masivas dómicas que coexisten con las formas faceloides. La mayor parte de las colonias de coral suelen presentar incrustaciones, si bien, éstas están mucho más desarrolladas hacia la parte superior de cada uno de los edificios arrecifales.

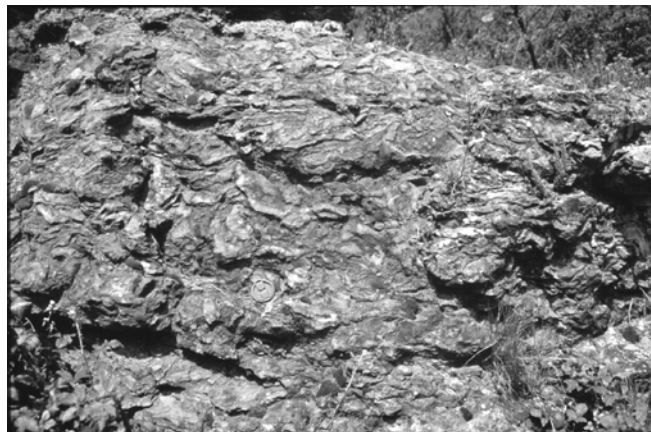
La columna estratigráfica CCGT (Figs. 3.4.2.3; 3.4.2.21) es en la que mejor se aprecia esta zonación debido, por un lado, a la mayor potencia que presentan las facies arrecifales y por otro, a la buena calidad del afloramiento.

Subfacies 6.1. Platestone y sheetstone de corales (Fig. 3.4.2.26).

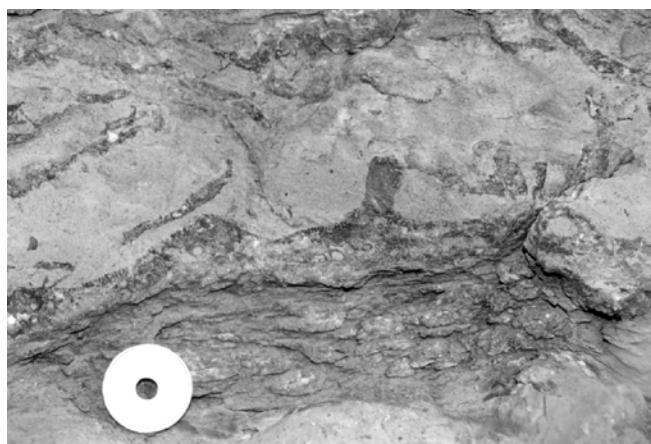
Como se comentó anteriormente este tipo de colonias predomina en la parte inferior de los distintos cuerpos arrecifales de las distintas columnas estratigráficas.

Estas colonias presentan, en la mayor parte de los casos, una morfología plana y, ocasionalmente,

laminar, con un espesor de entre 1 y 5 cm y una longitud de entre 10 y 100 cm. Algunas de estas colonias planas presentan una morfología pseudoramosa, no muy desarrollada (Fig. 3.4.2.27), por lo que se incluyen en este apartado, al contrario que en el Sector de Soria, donde estos crecimientos en la vertical estaban más desarrollados.



**Fig. 3.4.2.26.** Ejemplo de Subfacies 6.1: Platestone y sheetstone de corales.



**Fig. 3.4.2.27.** Colonia plana con crecimientos “pseudoramosos” incipientes.

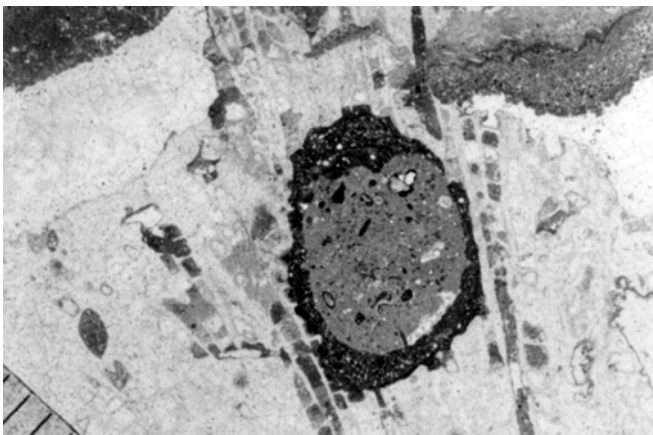
La parte superior de las colonias suele estar bioturbada, aunque la abundancia de las cavidades de bioturbación se va haciendo progresivamente mayor hacia la parte superior de las columnas estratigráficas (Fig. 3.4.2.28). En el interior de algunas de estas cavidades se encuentran bivalvos litófagos, si bien la mayoría están rellenas de sedimento alóctono, o bien presentan alrededor de las paredes costras micríticas peloidales, con espículas de esponjas en su interior (Figs. 3.4.2.29; 3.4.2.30).

En algunas ocasiones, entre las colonias de coral de este tipo, se han encontrado bivalvos inocerámidos y ostreidos de conchas gruesas y de hasta 10-15 cm de longitud, que se adaptan a la morfología de los corales y sobre las que se desarrollan nuevas colonias de coral.

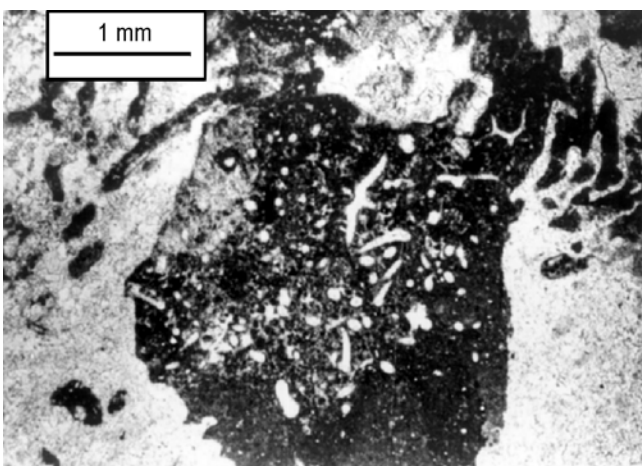




**Fig. 3.4.2.28.** Colonia plana intensamente bioturbada. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



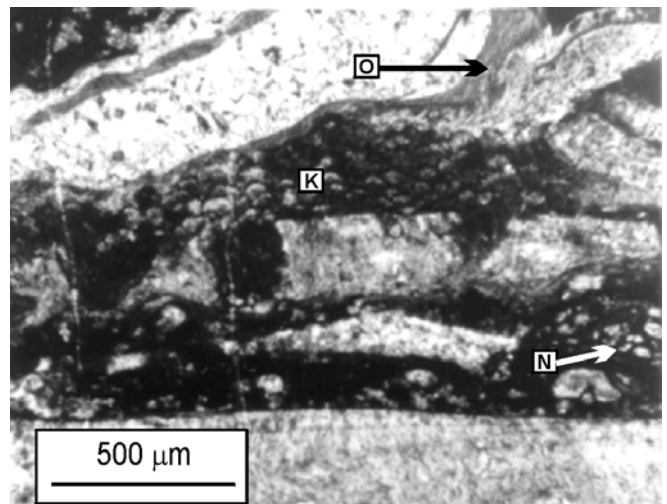
**Fig. 3.4.2.29.** Cavity de bioturbación en un coral rodeada por una costra micrítica densa y posteriormente rellena por sedimento de la Facies 5 (wackestone de peloides y foraminíferos). La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 3.4.2.30.** Cavity de bioturbación rellena por micrita peloidal y espículas de esponjas.

Una característica significativa es el hecho de que la mayoría de estas colonias presentan incrustaciones en la parte superior, de hasta 2-3 mm de espesor, de serpúlidos (sobre los que, además pueden crecer las colonias), briozoos, ostreidos, foraminíferos de tipo

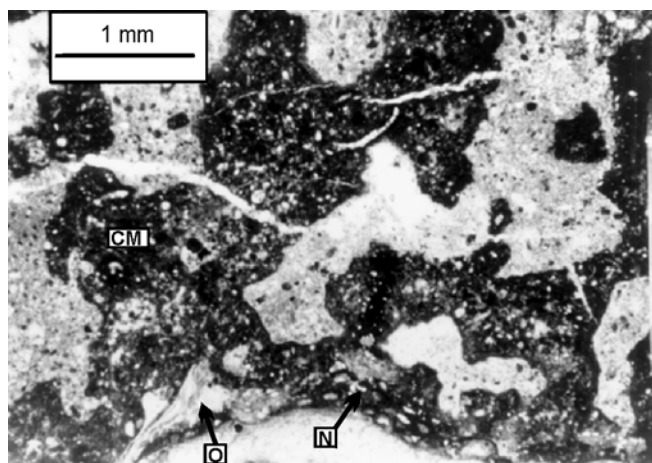
nubeculárido, *Bacinella irregularis*, *Koskinobullina socialis* y micrita densa que puede englobar partículas como peloides, foraminíferos bentónicos y en ocasiones terrígenos de tamaño limo o arena fina (Figs. 3.4.2.31). Hacia la parte superior de los cuerpos arrecifales (sobre todo de los situados hacia el techo de las columnas), donde estos encostramientos están más desarrollados, se suelen observar por encima de los descritos anteriormente, costras micríticas peloidales más y menos densas con abundantes espículas de esponjas en su interior (en algunos casos organizadas en estructuras circulares u ovoidales) (Figs. 3.4.2.32; 3.4.2.33; 3.4.2.34) de hasta varios centímetros de espesor. Estas costras están bioturbadas sobre todo hacia la parte exterior y pueden presentar en su interior abundantes terrígenos de tamaño limo y/o arena fina (Fig. 3.4.2.35).



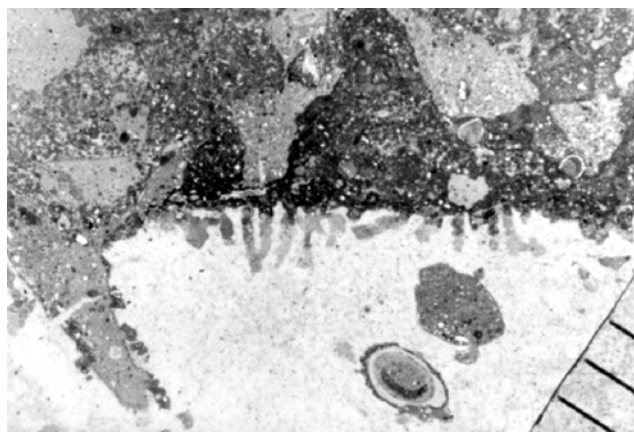
**Fig. 3.4.2.31.** Colonia de coral incrustada por foraminíferos nubeculáridos (N) y micrita densa, *Koskinobullina socialis* (K), y ostreidos (O).

Se ha podido identificar entre los corales de este tipo: *Isastraea*, *Fungiastraea* (como géneros más abundantes), *Meandraraea*, y en el tramo 3 de la columna CT *Microsolena* (Figs. 3.2.2.10; 3.4.2.36; 3.4.2.37).

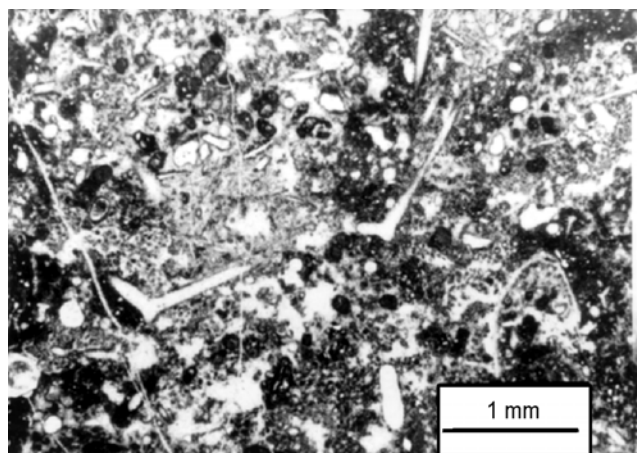
El sedimento alóctono que se encuentra entre estas colonias es de tipo *floatstone* de matriz *packstone* (Facies 2) en los tercios inferior y medio de las columnas de CG, CT y RB (tramos 2-5; 3-5 y 3, respectivamente) (Fig. 3.4.2.38). Sin embargo, en el tercio superior de estas tres columnas, así como en las columnas CCGT y BR, el sedimento que rodea a las colonias es de grano más fino, con una mayor proporción de barro micrítico frente al de aloquímicos y limoso hacia la parte inferior de estos cuerpos arrecifales (Facies 4 y 5) (Figs. 3.4.2.28; 3.4.2.32; 3.4.2.37).



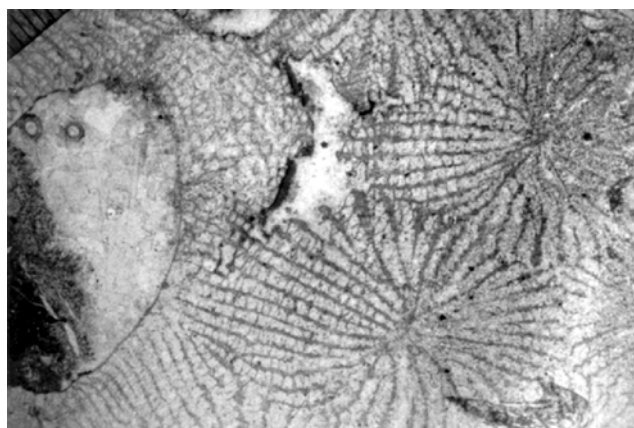
**Fig. 3.4.2.32.** Colonia plana de coral incrustada por nubeculáridos (N), ostreidos (O) y con desarrollo de costra micrítica peloidal (CM). Esta costra presenta abundantes espículas de esponjas en su interior y perforaciones en su zona externa. El sedimento de alrededor, pertenece a la Facies 5.



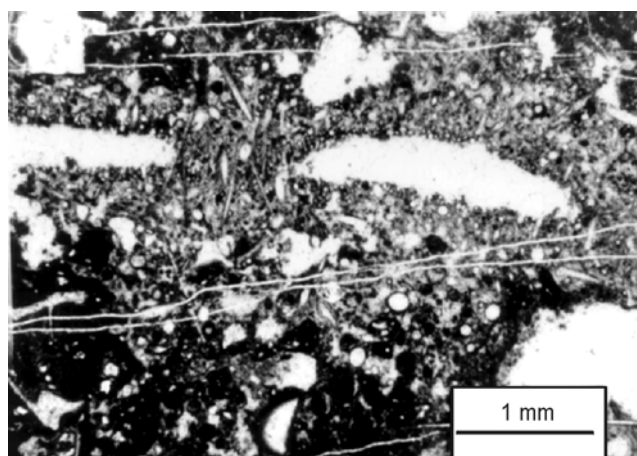
**Fig. 3.4.2.35.** Costra micrítica peloidal bioturbada con abundantes terrígenos, en su mayoría granos de cuarzo de tamaño limo en su interior. El sedimento de alrededor (perteneciente a la Facies 5) también contiene terrígenos del mismo tipo. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



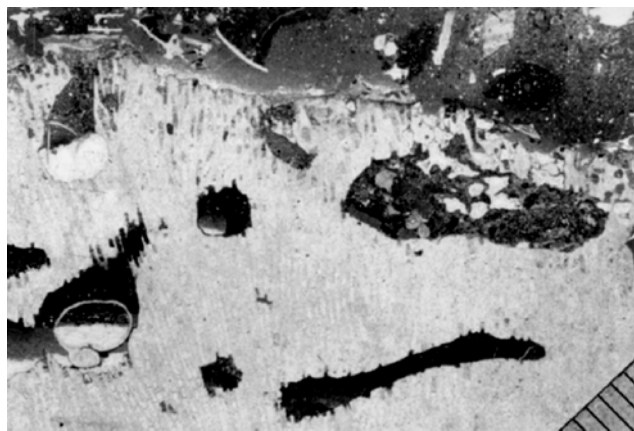
**Fig. 3.4.2.33.** Detalle de costra micrítica peloidal con espículas de esponjas, foraminíferos, peloides y algunos granos de cuarzo en su interior.



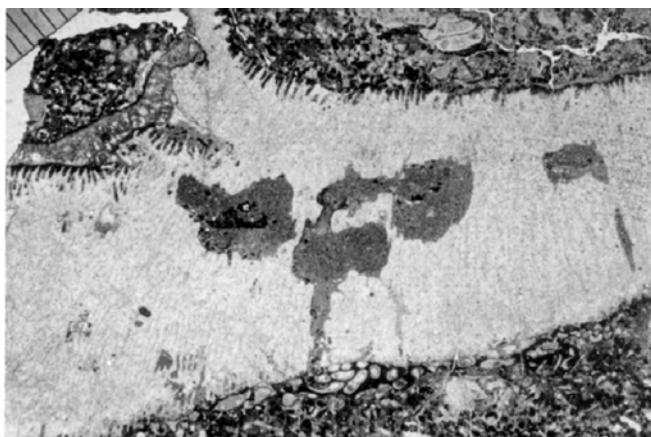
**Fig. 3.4.2.36.** Aspecto de colonia plana del género *Isastraea*. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 3.4.2.34.** Sección longitudinal ovoidal de una esponja en la que se observa el entramado de espículas.



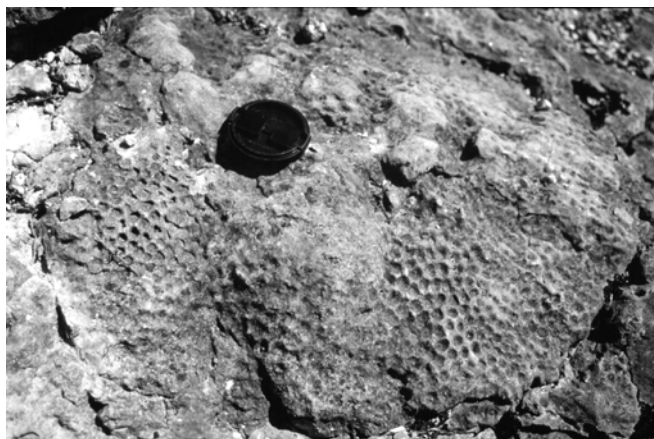
**Fig. 3.4.2.37.** Aspecto de colonia plana del género *Fungiastraea*. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 3.4.2.38.** Colonia plana de coral rodeada de sedimento alóctono perteneciente a la Facies 2. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .

Subfacies 6.2. Domestone de corales (Fig. 3.4.2.39).

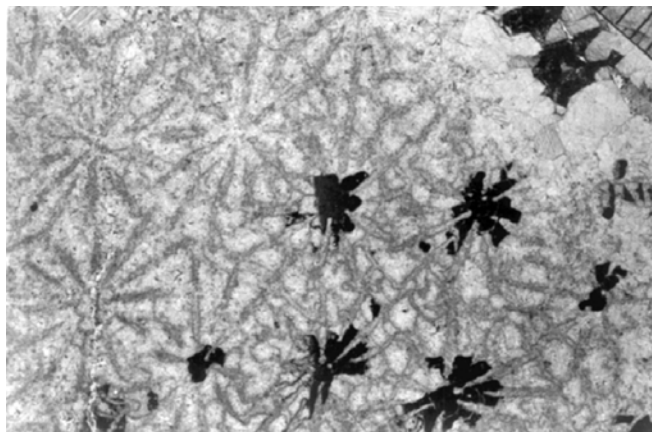
Las colonias de coral masivas de morfología dómica se han observado hacia la parte superior de los cuerpos arrecifales de las distintas columnas, alternando con colonias planas y, sobre todo, faceloides. Estas colonias no suelen superar los 20-30 cm de longitud y los 10 cm de espesor. Al igual que las de morfología plana, están bioturbadas en la parte superior y presentan incrustaciones similares a las descritas anteriormente. Se han podido identificar con esta morfología: *Clausastraea*, *Stylina*, *Pseudocoenia*, e *Isastraea* (Figs. 3.3.2.19; 3.4.2.36; 3.4.2.40; 3.4.2.41).



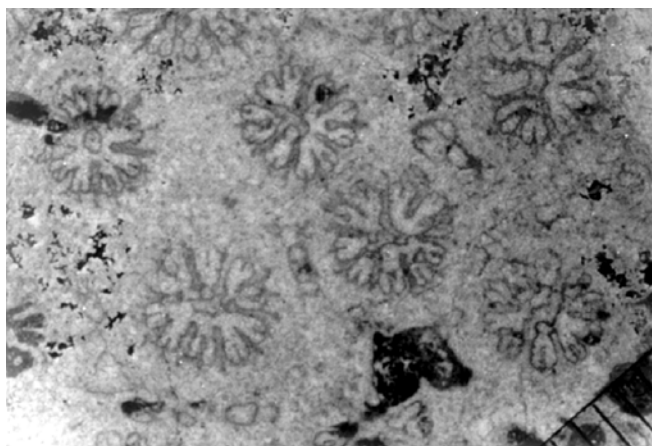
**Fig. 3.4.2.39.** Ejemplo de Subfacies 6.2: Domestone de corales.

El tipo de sedimento alóctono que rodea a estas colonias es muy similar al que se ha encontrado rodeando a las de morfología plana, si bien no se han encontrado colonias dómicas en los tramos en los que el sedimento es limoso. Así, en los tramos 3-4 y 5 de las columnas CG y CT, respectivamente, el sedimento que rodea a estas colonias es un *floatstone* de matriz *packstone*, o incluso en ocasiones *grainstone*, perteneciente a la Facies 2. Sin embargo,

en el resto de los casos el sedimento que rodea a las colonias contiene una mayor proporción de barro micrítico perteneciendo a la Facies 5 y 4.



**Fig. 3.4.2.40.** Aspecto de coral dómico del género *Stylina*. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 3.4.2.41.** Aspecto de coral dómico del género *Pseudocoenia*. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .

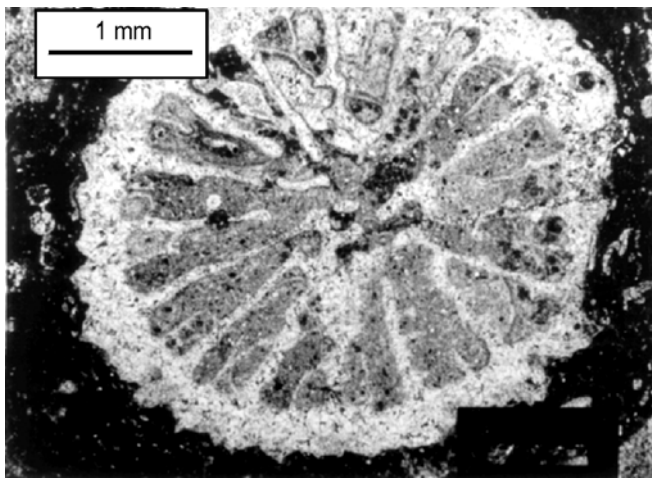
Subfacies 6.3. Pillarstone de corales (Fig. 3.4.2.42).

Este tipo de colonias es muy abundante en la mayor parte de los cuerpos arrecifales desarrollados en este sector y se encuentra comúnmente entre las colonias planas y masivas, aunque en alguna zona son los principales bioconstructores. El género más abundante, con diferencia, es el de *Calamophylliopsis* (Fig. 3.4.2.43), que forma colonias delicadas (con coralitos inferiores a 1 cm de diámetro) de hasta 50-70 cm de altura. También se han identificado, en algún caso, colonias algo más robustas (con coralitos de hasta 1.5 cm de diámetro), de *Aplosmilia* (Fig. 3.4.2.44) y *Thecosmilia* (este último sobre todo en los tramos medios de las columnas CG y CT), y fragmentos resedimentados de *Stylosmilia*. Al igual que las colonias masivas con las que coexiste, este

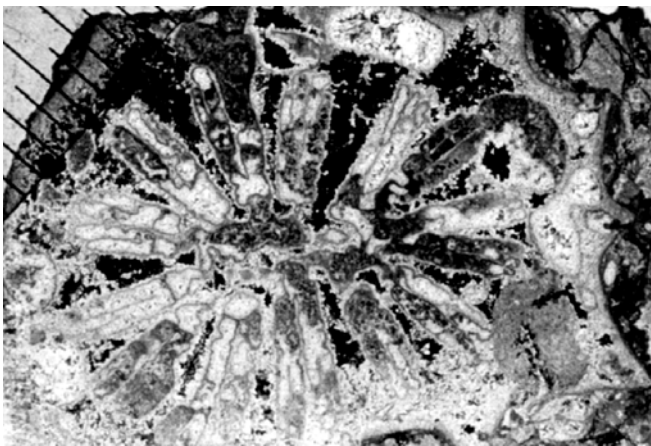




**Fig. 3.4.2.42.** Ejemplo de Subfacies 6.3: Pillarstone de corales.

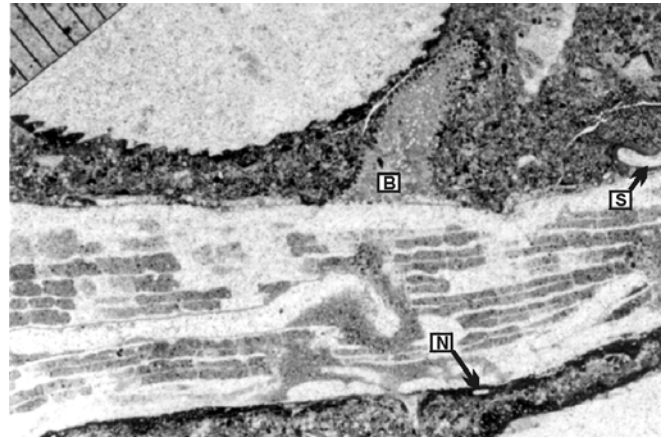


**Fig. 3.4.2.43.** Ejemplo de coral faceloide del género *Calamophylliopsis*.

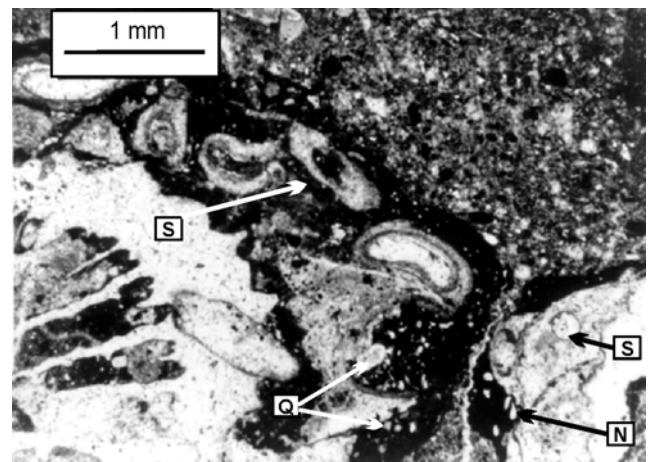


**Fig. 3.4.2.44.** Ejemplo de coral faceloide del género *Aplosmilia*. La distancia entre las barras de la escala es de 500 µm.

tipo de corales suelen presentar incrustaciones a su alrededor, que no suelen superar lo 2 mm de espesor en la parte inferior de los cuerpos arrecifales, formadas por serpúlidos, briozoos, foraminíferos nubeculáridos, *Placopsilina*, *Koskinobullina socialis* y micrita densa que engloba partículas, tanto carbonáticas como siliciclásticas, de tamaño arena



**Fig. 3.4.2.45.** Coral faceloide (*Calamophylliopsis*) incrustado por nubeculáridos (N), serpúlidos (S) y briozoos (B). En este caso el sedimento que rodea a los corales pertenece a la Facies 5. La distancia entre las barras de la escala es de 500 µm.

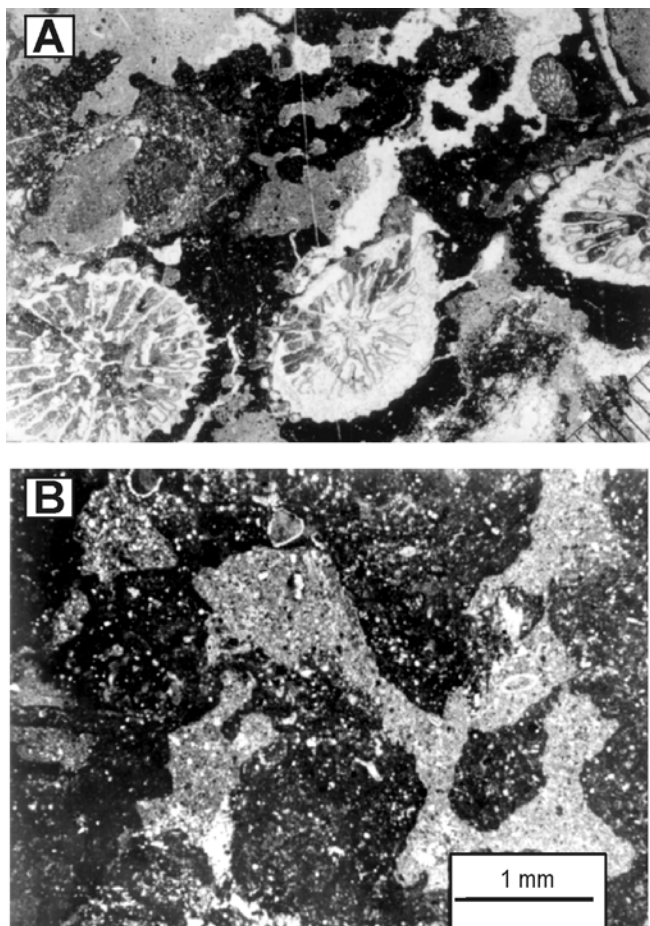


**Fig. 3.4.2.46.** *Calamophylliopsis* incrustado por serpúlidos (S), nubeculáridos (N) y micrita densa que contiene granos de cuarzo de tamaño limo o incluso arena (Q). El sedimento de alrededor pertenece a la Facies 5.

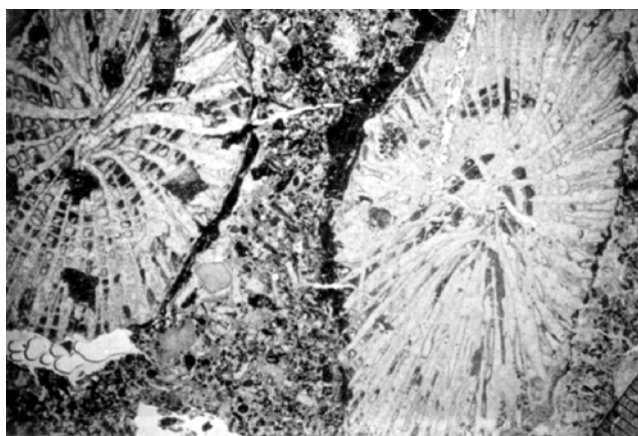
fina y limo (Figs. 3.4.2.45; 3.4.2.46). Hacia la parte superior de las bioconstrucciones, y también al igual que en las colonias masivas coexistentes, se desarrollan por encima costras micríticas de fábrica peloidal más y menos densa con gran cantidad de espículas de esponjas en su interior, que también pueden englobar partículas carbonatadas o siliciclásticas de tamaño limo o arena fina (Fig. 3.4.2.47).

El sedimento que se ha encontrado rodeando a estas colonias es del mismo tipo que el que rodea a las colonias planas y dómicas adyacentes: Facies 2 (*floatstone* de bioclastos en matriz *packstone*) en los tramos 4 y 5 de las columnas CG y CT, respectivamente, alrededor de colonias faceloides de diámetro medio (Fig. 3.4.2.48). Las Facies 4 y 5 (*floatstone* de bioclastos en matriz *wackestone* y

calizas *wackestone*, respectivamente) limosas o no, se asocian sobre todo a las colonias delicadas (Figs. 3.4.2.45; 3.4.2.46; 3.4.2.47).



**Fig. 3.4.2.47.** A. Colonia faceloide de *Calamophylliopsis incrustada* por costra micrítica peloidal asociada a espículas de esponjas (obsérvese la estructura ovoidal situada a la izquierda). Esta costra, además presenta perforaciones en su zona externa. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ . B. Detalle de costra micrítica peloidal bioturbada que contiene en su interior abundantes terrígenos de tamaño limo. En ambas fotografías el sedimento de alrededor pertenece a la Facies 5.



**Fig. 3.4.2.48.** Colonia faceloide de *Thecosmilia* rodeada de sedimento perteneciente a la Facies 2. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .

## Interpretación

Como ya se puso de manifiesto en los dos sectores estudiados previamente, los corales coloniales hermatípicos se tienen que desarrollar dentro de la zona fótica en una zona de rampa media o interna y de salinidad normal. Sin embargo, como en los anteriores casos, las distintas formas de crecimiento de los corales, así como el tipo de facies adyacentes y fósiles asociados, nos han permitido determinar con más precisión el ambiente en el que se desarrollaron los distintos tipos de colonias.

**Subfacies 6.1.** Como se explicó en el apartado III.2.2.B.2.b las colonias laminares y planas son típicas de ambientes de baja tasa de sedimentación, baja energía y baja luminosidad (debido a la profundidad o a la turbidez de las aguas (Leinfelder *et al.*, 1994; Insalaco, 1996a; Insalaco *et al.*, 1997).

En este sector, distinguiremos e interpretaremos por separado las colonias de morfología plana que se encuentran en los cuerpos arrecifales de la parte inferior y media de las columnas CG, CT y RB, por un lado, y las que se encuentra en la parte superior de estas columnas y en las de CCGT y BR, ya que el medio en el que se desarrollaron en cada una de ellas presenta características distintivas.

Las colonias planas desarrolladas en la parte inferior y media de las columnas situadas hacia el SO (CG, CT y RB, tramos 2-5; 3-5 y 3, respectivamente) comúnmente se encuentran entre el sedimento de origen alóctono de manera dispersa, presentan incrustaciones de poco espesor y cavidades de bioturbación (que en cualquier caso son mucho menos abundantes que en las colonias desarrolladas en la parte superior de las columnas). Ha sido, además, en estos tramos inferiores donde se han identificado exclusivamente corales planos del género *Microsolena*. Por otro lado, el sedimento que rodea a estas colonias es un *floatstone* de matriz *packstone* perteneciente a la Facies 2 (Fig. 3.4.2.38) que se depositó durante los episodios de tormenta en una zona de rampa media-interna, por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

Como ya se explicó en los sectores del Sur del Moncayo y Soria, tanto la morfología plana de los corales como la presencia de bioturbación e incrustaciones se han interpretado como signos de baja tasa de sedimentación (Leinfelder, 1993; Insalaco, 1996a, entre otros) que, en este caso, se produjo casi exclusivamente durante los periodos de tormenta, durante los cuales se depositó la mayor parte del sedimento que se encuentra entre las colonias. En cuanto a la energía del medio, ésta también debía de ser baja, salvo durante las

tormentas, ya que el sedimento alóctono que rodea a estas colonias no presenta ningún tipo de estructuración interna, ni muestras de retrabajamiento (como orientación en las partículas alargadas y/o ausencia de fango micrítico) por el oleaje posteriormente a su depósito.

Con respecto a la luminosidad, no disponemos de criterios que puedan argumentar la existencia de baja iluminación. El único hecho significativo en este sentido es que ha sido en este tipo de colonias entre las que se ha identificado *Microsolena* que presenta una microestructura muy porosa adaptada a zonas con poca luminosidad (Ali, 1983; Insalaco, 1996a). Sin embargo, la presencia de este género es muy esporádica y, por otro lado, las facies infra- y suprayacentes del tramo en el que se ha encontrado este género (tramo 3 de la columna CT) (Fig. 3.4.2.2) se han interpretado como de rampa media-interna, por lo que no consideramos que la baja luminosidad (de haber existido) se debiera a la profundidad.

En resumen, estas colonias se desarrollaron en una zona de rampa media-interna, de baja tasa de sedimentación y energía salvo durante los episodios de tormenta.

Las colonias planas desarrolladas en los cuerpos arrecifales del tercio superior de las columnas CG (tramos 5-6), CT (tramos 7-9) y RB (tramos 10-11 y 13), así como en las columnas CCGT y BR, presentan ciertas características distintivas de las interpretadas anteriormente. En estos cuerpos, la proporción entre colonias de coral y sedimento alóctono es mayor que en las descritas anteriormente; asimismo la densidad de cavidades de bioturbación y el espesor de los encostramientos desarrollados sobre los corales (sobre todo de los situados en la parte superior de los cuerpos arrecifales) es también mayor.

Este tipo de colonias, algunas de ellas con pequeños crecimientos en la vertical, alternan, en muchos casos, con corales faceloides delicados que comúnmente se desarrollan en áreas someras, de baja energía y al menos moderada tasa de sedimentación (Pomar, 1985; Tucker y Wright, 1991; Leinfelder, 1993, entre otros).

En cuanto al sedimento alóctono que rodea a estas colonias es de tipo *wackestone* o *floatstone* de matriz *wackestone* (pertenecientes a las Facies 5 y 4, respectivamente), que pueden tener un alto contenido en siliciclásticos (de tamaño limo, o incluso arena) (Fig. 3.4.2.37). De hecho, los géneros de corales planos más abundantes en estos cuerpos arrecifales son *Isastraea* y *Fungiastraea*, ambos típicos de arrecifes con influencia siliciclástica (Insalaco *et al.*, 1997). La gran proporción de barro micrítico que

existe en este tipo de sedimento frente a la de los componentes esqueléticos, junto con el hecho de que en muchos casos (Facies 5) las partículas del *wackestone* no superan un tamaño mayor a 200  $\mu\text{m}$ , supone que estas colonias se desarrollaron en un medio de baja energía. Sin embargo, debían ser frecuentes los episodios de tormenta durante los cuales se produjo la sedimentación entre las colonias de coral de la facies de *floatstone* de matriz *wackestone* (Facies 4), con muestras de retrabajamiento en las partículas (que habían sufrido un transporte previo), o los niveles con gran cantidad de terrígenos (Fig. 3.4.2.25).

El hecho de que la mayor parte de las colonias presenten intensa bioturbación e incrustaciones (de serpúlidos, briozoos, ostreidos, nubeculáridos, *Bacinella irregularis* y *Koskinobullina socialis*) que han sido ya interpretadas, en el capítulo III.3.2.B.2.c, como típicas de ambientes muy someros (Fürsich y Werner, 1991; Leinfelder *et al.*, 1993a) sugiere que este medio de poca profundidad se situaba en una zona muy somera y protegida de la rampa, aunque con buena comunicación con las zonas abiertas y salinidad normal. Por otro lado, Leinfelder *et al.* (1996) también consideran que, como en nuestro caso, hacia las zonas más someras, tanto la intensidad de la bioturbación como la diversidad de organismos incrustantes va siendo progresivamente mayor.

Las incrustaciones micríticas peloidales, de mayor espesor, y asociadas a espículas de esponjas, desarrolladas sobre todo hacia la parte superior de estos cuerpos arrecifales, fueron ya interpretadas en el apartado III.3.2.B.2.c como costras microbianas desarrolladas en ambientes de muy baja tasa de sedimentación (o incluso nula), de baja a moderada energía y muy ricos en nutrientes (Leinfelder, 1993; Leinfelder *et al.*, 1993a). En este caso se desarrollaron en zonas muy someras de la rampa, como también se han interpretado en arrecifes similares del Jurásico superior de otras zonas de la Península Ibérica y de Europa (Leinfelder 1993; Insalaco *et al.*, 1997; Dupraz y Strasser, 1999).

Con respecto a la tasa de sedimentación, como se comentó anteriormente, los corales planos con crecimientos pseudoramosos y los corales faceloides suelen desarrollarse en zonas con, al menos, moderada tasa de sedimentación. Por otro lado, hacia la parte inferior de estos cuerpos arrecifales, donde son más abundantes las colonias planas, el sedimento adyacente a estas colonias contiene una gran proporción de barro micrítico y terrígenos de tamaño limo, que pudieron haber sido sedimentados, al menos en parte, por decantación durante los periodos de calma. Este hecho pudo haber dado lugar a una cierta turbidez en las aguas, y por tanto disminución

de la luminosidad, que habría favorecido el crecimiento de colonias planas en este tipo de ambiente. Es precisamente en estas zonas más limosas, donde además el desarrollo de las costras micríticas peloidales es menor o incluso nulo, observándose exclusivamente incrustaciones por serpúlidos, ostreidos, nubeculáridos y *Koskinobullina* asociados a micrita densa no peloidal que puede incluir partículas siliciclásticas (Figs. 3.4.2.32; 3.4.2.35). De cualquier manera la tasa de sedimentación tuvo que ser de moderada a baja (salvo en los episodios de tormenta), ya que de otra forma los corales planos no hubieran podido sobrevivir sin desarrollar crecimientos verticales, no estarían tan bioturbados en la parte superior, y no se habrían desarrollado incrustaciones sobre ellos (Werner *et al.*, 1993).

Sin embargo, hacia la parte superior de estos cuerpos arrecifales (donde las colonias planas no son tan abundantes) la cantidad de partículas siliciclásticas disminuye. Es en este caso donde las colonias presentan una intensa bioturbación y donde se desarrollan las costras micríticas peloidales asociadas a espículas de esponjas más gruesas. En este caso, la tasa de sedimentación probablemente fue menor (salvo en los episodios de tormenta), lo que permitió el importante desarrollo de la bioturbación y encostramientos mayores.

Otra cuestión es el hecho de por qué en un determinado momento los corales, que necesitan para su desarrollo medios bien oxigenados y con poca cantidad de nutrientes, morían, desarrollándose entonces la bioturbación y las costras micríticas peloidales asociadas a esponjas, típicas de ambientes de baja oxigenación y/o alto contenido en nutrientes. Leinfelder (1993) considera que en algunos arrecifes del Jurásico superior de la Península Ibérica estas fluctuaciones pudieron haberse producido de forma rápida, de modo que, al cesar la sedimentación, las costras microbianas se desarrollaron rápidamente, proporcionando además estabilidad al sustrato. Un aumento en la tasa de sedimentación (por ejemplo durante las tormentas) y/o un aumento súbito en el grado de oxigenación de las aguas habría dado lugar de nuevo al desarrollo de los corales.

En resumen, este tipo de corales observados en la parte superior de las columnas se desarrollaron en una zona de rampa interna, protegida y de baja energía, aunque con episodios de tormenta, de salinidad normal y con aportes de terrígenos procedentes del continente.

Subfacies 6.2. Las morfologías dómicas de los corales se han considerado comúnmente como formas adaptadas a ambientes someros y de mayor energía

que a aquéllos en los que predominan las planas (James, 1979; Pomar *et al.*, 1985; Tucker y Wright, 1991, entre otros).

En nuestro caso, y al igual que en la subfacies anterior, distinguiremos, en cuanto a su interpretación, las colonias dómicas desarrolladas en los cuerpos arrecifales de la parte media de las columnas de CG y CT (Figs. 3.4.2.1; 3.4.2.2, respectivamente) por un lado, y por otro, el resto de las colonias de este tipo que se encuentran tanto en la parte superior de estas columnas como en el resto de las secciones estratigráficas.

En el primer caso (tramos 3-4 y 5 de las columnas CG y CT, respectivamente), las colonias dómicas desarrolladas en la parte superior de los cuerpos arrecifales se encuentran rodeadas de sedimento perteneciente a la Facies 2 (*floatstone* de matriz *packstone* y en ocasiones *grainstone*) y presentan incrustaciones de poco espesor de serpúlidos, ostreidos, briozoos, foraminíferos nubeculáridos, *Koskinobullina socialis* y micrita densa que no sobrepasan los 2-3 mm de espesor. Consideramos, por tanto, que estas colonias se desarrollaron en una zona de rampa media-interna e interna, muy cerca o incluso en ocasiones, por encima del nivel de base del oleaje en tiempo normal, como lo pone de manifiesto la ausencia de matriz micrítica y orientación de las partículas alargadas del sedimento que las rodea.

El resto de las colonias dómicas encontradas en todas las columnas estratigráficas también se encuentra en la parte superior de los cuerpos arrecifales. El sedimento que rodea a estas colonias contiene una mayor proporción de barro micrítico (Facies 4 y 5) que el que rodeaba a las colonias dómicas anteriormente descritas, aunque, curiosamente, la proporción de terrígenos de tamaño limo, en todos los casos es muy baja o nula. Otra característica distintiva, al igual que ocurría en las colonias planas desarrolladas en estos mismos cuerpos arrecifales, es que estas colonias dómicas presentan una intensa bioturbación y desarrollo de costras micríticas peloidales gruesas asociadas a espículas de esponjas, por encima de los organismos incrustantes que se encontraban en las colonias dómicas anteriormente descritas. El medio en el que se desarrollaron estos corales, por tanto, fue muy similar al medio en el que se desarrollaron las colonias planas adyacentes, es decir: zona de rampa interna, protegida pero de salinidad normal, de baja energía y con episódicos periodos de tormenta. Sin embargo, estas colonias no se encuentran cuando el sedimento de alrededor contiene gran cantidad de limo, por lo que consideramos que la ausencia de limo en suspensión provocó una menor turbidez de las aguas y, por tanto, una mayor iluminación, lo que



favoreció el mayor desarrollo de este tipo de colonias frente al de las colonias planas, más adaptadas a ambientes con menor intensidad de luz.

Subfacies 6.3. Como ya se mencionó anteriormente las colonias faceloides se desarrollan en áreas someras de al menos moderada tasa de sedimentación y de baja a moderada energía (colonias delicadas) a alta energía (colonias robustas) (James, 1979; Pomar, 1985; Tucker y Wright, 1991; Insalaco *et al.*, 1997, entre otros).

Este tipo de colonias coexiste, prácticamente en todos los casos en los que se han encontrado, con colonias masivas (planas y dómicas) con mayor o menor abundancia relativa, por lo que su interpretación ambiental será la misma que la de las colonias masivas adyacentes, y, por tanto, también haremos una distinción entre las colonias de este tipo observadas en los cuerpos arrecifales de la zona media de las columnas CG y CT y las colonias faceloides observadas en el resto de los cuerpos arrecifales presentes en todas las columnas estratigráficas.

En el primer caso (tramos 4 y 5 de las columnas CG y CT, respectivamente) (Figs. 3.4.2.1; 3.4.2.2), el tipo de colonias faceloides más frecuentes observadas *in situ* corresponde al género *Thecosmilia*, cuyos coralitos pueden llegar a tener hasta 2 cm de diámetro. Estos corales se han encontrado entre colonias masivas de morfología dómica y un sedimento alóctono perteneciente a la Facies 2 (*floatstone* de matriz *packstone* y en ocasiones *grainstone*) (Fig. 3.4.2.48). Asimismo presentan incrustaciones no superiores a los 3-4 mm de espesor de serpulidos, ostreidos, nubeculáridos, *Koskinobullina socialis* y micrita densa. Este tipo de colonias (como las masivas con las que coexisten) se desarrollaron en una zona de rampa media-interna e interna, muy cerca o incluso en ocasiones por encima del nivel de base del oleaje, con frecuentes episodios de tormenta durante los cuales se produjo la mayor parte de la sedimentación.

El resto de las colonias faceloides observadas *in situ* en los tramos superiores de las columnas CG y CT y en los cuerpos arrecifales del resto de las columnas, pertenecen, en más del 80% de los casos, a colonias delicadas del género *Calamophylloids*, cuyos coralitos. Estas colonias, al igual que las planas y dómicas con las que coexisten, están rodeadas de sedimento perteneciente a la Facies 4 y 5, contenga éste o no abundantes terrígenos de tamaño limo (Fig. 3.4.2.47). Asimismo estos corales presentan incrustaciones iguales a las observadas sobre las colonias masivas adyacentes, con o sin costras

micríticas peloidales con abundantes espículas de esponjas, según la zona en la que se desarrollen.

Estas colonias de *Calamophylloids* han sido descritas en otros arrecifes del Jurásico superior de la Península Ibérica, como relacionadas con sustratos blandos en ambientes someros margoso-limosos de la plataforma proximal e incluso lagoonares (Rosendhal, 1985; Fezer, 1988; Errenst, 1990a; 1990b, entre otros).

En nuestro caso, el ambiente en el que se desarrollaron estas colonias fue el mismo que en el que se desarrollaron las colonias masivas adyacentes y similar al que proponen estos autores en otras zonas de la Península: una rampa interna somera y protegida, de baja energía, aunque de salinidad normal, en ocasiones con abundante contenido en terrígenos de tamaño limo y con episodios de tormenta, que junto con los procesos de bioerosión dieron lugar a la destrucción de las colonias.

#### **III.4.2.B.4. Asociación de facies D. Depósitos de destrucción de la plataforma**

Esta asociación está constituido un único tipo de facies que se ha encontrado exclusivamente en la columna de Ribabellosa tras una superficie erosiva desarrollada en la parte superior de las facies arrecifales del tramo 11 (Figs. 3.4.2.4; 3.4.2.22).

##### ***III.4.2.B.4.a. Facies 7. Brecha matriz-sostenida de cantos de caliza y matriz calcáreo-arenosa*** (Fig. 3.4.2.49)

###### Descripción

Esta facies está constituida por un depósito matriz-sostenido de brechas de cantos irregulares, subangulos y de hasta más de 30 cm de diámetro, de calizas negras pertenecientes a las Facies 1, 2 y 6 y aspecto caótico. La matriz de esta brecha es calcárea aunque contiene abundantes granos de cuarzo de tamaño fino a grueso.

###### Interpretación

El hecho de que esta brecha esté tan mal seleccionada y sea matriz-sostenida supone que el depósito de las mismas se produjo a consecuencia de un transporte en masa, ocurrido bien durante como inmediatamente después de un periodo episódico de destrucción de la plataforma y de alta energía (capaz de transportar cantos de hasta 30 cm de diámetro). Teniendo en cuenta el ambiente de depósito de las facies subyacentes y, sobre todo, suprayacentes a estas brechas (y que se describirán en apartados sucesivos), consideramos que estas brechas se

depositaron en una zona de rampa media-interna o interna.



**Fig. 3.4.2.49.** Ejemplo de Facies 7: Brecha matriz-sostenida de cantos de caliza y matriz calcáreo-arenosa.

#### **III.4.2.B.5. Asociación de facies E. Barras submareales con alto contenido en siliciclásticos**

Esta asociación de facies, también constituida por un único tipo de facies, se ha identificado en la columna estratigráfica de la Carretera a Ribabellosa (RB), tras los depósitos de tormenta pertenecientes a las Facies 1 y 2, o bien tras las brechas formadas tras la destrucción del arrecife correspondientes a la Facies 7 (Fig. 3.4.2.4) y en la base de la columna CCGT (Fig. 3.4.2.3).

##### **III.4.2.B.5.a. Facies 8. Calizas arenosas, areniscas calcáreas y areniscas con estratificación cruzada** (Fig. 3.4.2.50)

###### Descripción

Este tipo de facies está constituido por calizas arenosas, areniscas calcáreas y areniscas, cuya característica más significativa (además del alto contenido en terrígenos) es el hecho de que presentan estratificación cruzada, en algunos casos mal conservada (tramos 7-9 y 12 de la columna de la Carretera a Ribabellosa y base de la columna CCGT). La superficie de algunos de los *sets* presenta bioturbación horizontal no penetrativa (Fig. 3.4.2.51), en algunos casos de tipo *Thalassinoides* (Fig. 3.4.2.52) y/o se encuentra algo ferruginizada. Las paleocorrientes medidas en las estratificaciones cruzadas de estos depósitos (14 medidas) muestran un sentido de la migración hacia el SE (N 105° a N 142°), iguales a las obtenidas por (Alonso *et al.*, 1986-1987).

En general, las areniscas y areniscas calcáreas (más abundantes en el tramo 12 de la columna RB) están medianamente a bien seleccionadas y están formadas por granos de cuarzo de subangulosos a angulosos, de grano fino y medio, y fragmentos de equinodermos, bivalvos, corales, peloides, intraclastos micríticos y foraminíferos bentónicos principalmente, pudiendo contener, o no, matriz micrítica (Figs. 3.4.2.53; 3.4.2.54).



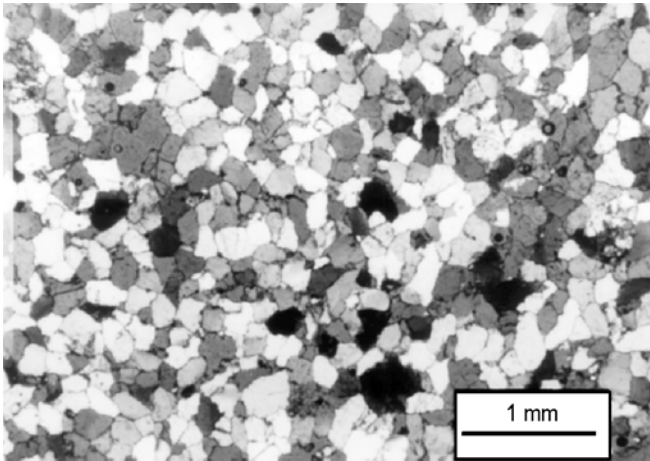
**Fig. 3.4.2.50.** Ejemplo de Facies 8: Calizas arenosas, areniscas calcáreas y areniscas con estratificación cruzada.



**Fig. 3.4.2.51.** Bioturbación horizontal, no penetrativa, sobre areniscas pertenecientes a de la Facies 8.



**Fig. 3.4.2.52.** Bioturbación de tipo *Thalassinoides* desarrollada sobre calizas arenosas pertenecientes a la Facies 8.



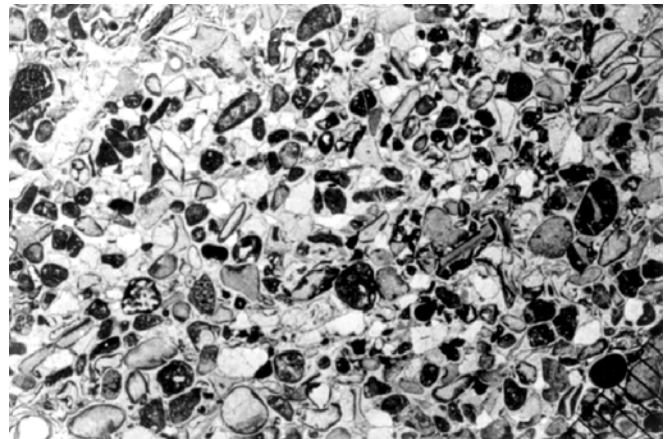
**Fig. 3.4.2.53.** Ejemplo de Facies 8: Arenisca de grano fino formada en exclusiva por granos de cuarzo. La fotografía está tomada con los nícoles semicruzados.



**Fig. 3.4.2.54.** Ejemplo de Facies 8. La mitad de la imagen está constituida por una arenisca con matriz micrítica. La otra mitad está formada por una caliza algo arenosa packstone de peloides y equinodermos.

Por su parte, las calizas arenosas corresponden sobre todo a *packstone* y *grainstone* medianamente seleccionados de intraclastos, peloides,

equinodermos, foraminíferos bentónicos, fragmentos de coral, bivalvos, algas verdes dasicladáceas, serpúlidos, y algún briozoo, con un contenido en cuarzo de hasta un 30 % del volumen total (Fig. 3.4.2.55). Hacia la parte superior de estos tramos arenosos (parte superior de los tramos 9 y 12) el contenido en partículas siliciclásticas y la selección van disminuyendo, así como aumenta el tamaño medio de los componentes, tanto carbonáticos como siliciclásticos, para constituir un *floatstone* de corales, intraclastos, algas solenoporáceas, ostreidos, gasterópodos y grandes espinas y artejos de equinodermos en matriz *packstone*, *packstone-grainstone* o incluso *grainstone*, muy similares a las descritas anteriormente. En este caso los granos de cuarzo son redondeados o subredondeados y pueden llegar a tener hasta 2-3 mm de diámetro. Las partículas (sobre todo corales intraclastos y peloides) suelen estar redondeadas y presentar envueltas oncolíticas de hasta 2 mm de espesor constituidas por nubeculáridos, micrita densa y finalmente *Girvanella*, o por briozoos, micrita y *Koskinobullina socialis*, o bien por *Bacinella irregularis* y *Thaumatoporella*.



**Fig. 3.4.2.55.** Ejemplo de Facies 8. Grainstone arenoso de bioclastos, peloides e intraclastos. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu\text{m}$ .

#### Interpretación

Estos materiales se depositaron en una zona de rampa interna, de alta energía, y con gran cantidad de aportes procedentes del continente. En conjunto, corresponden a barras submareales que migraban en sentido SE, en las que los componentes carbonatados procedían de zonas someras y arrecifales de la plataforma adyacente. El hecho de que la parte superior de algunos de los bancos y *sets* que forman estas facies se encuentren bioturbados y/o algo ferruginizados supone que la sedimentación cesaba o disminuía de manera importante durante determinados periodos de tiempo. Alonso *et al.* (1986-1987) y Mas, *et al.* (1997), consideran que

estos depósitos corresponden a barras submareales costeras que migraban paralelamente a las superficies de acreción y, por tanto, perpendicularmente al sentido de la progradación de los arrecifes, a favor de corrientes de deriva litoral (Fig. 3.4.1.2; 3.4.1.3).

### III.4.2.B.6. Paleosuelo (Fig. 3.4.2.56)

#### Descripción

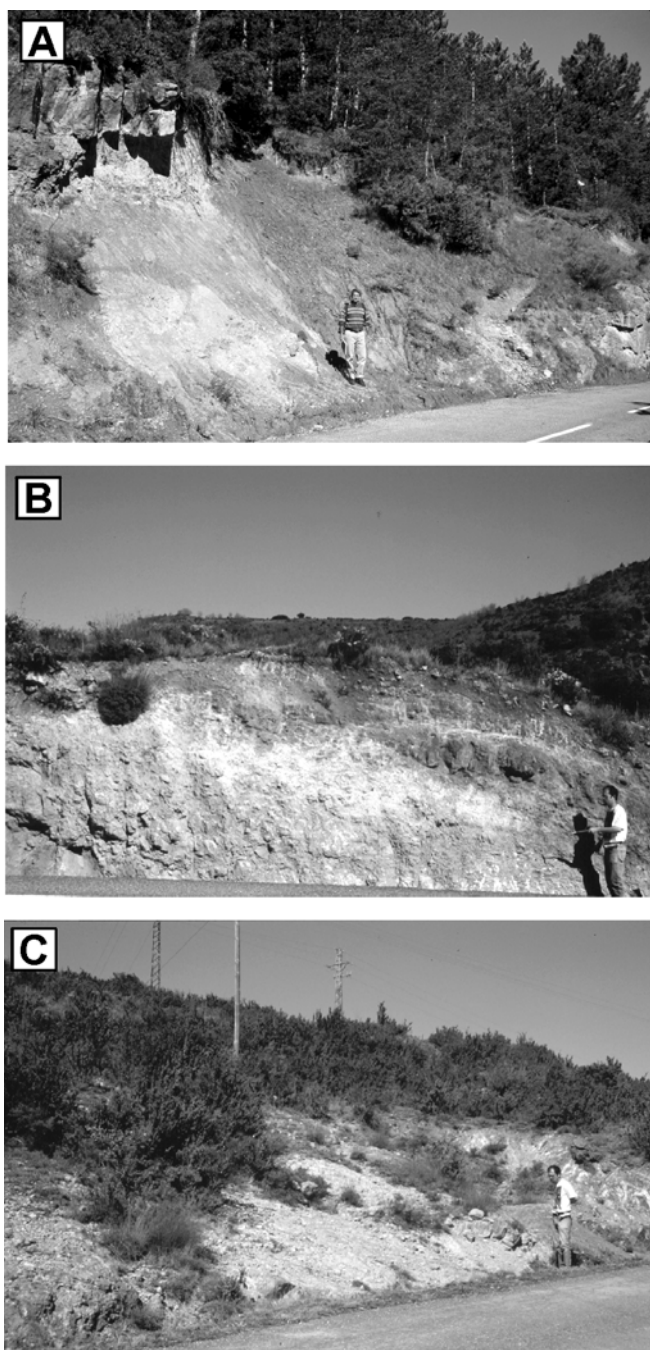
La parte superior de la Fm. Torrecilla en Cameros de casi todas las columnas estratigráficas estudiadas se encuentra muy alterada, habiéndose observado sobre esta superficie de alteración (y por debajo de los depósitos continentales de la Aloformación Ágreda) un nivel de 1 a 2 m de espesor de color blanco-amarillento y de aspecto caótico (Fig. 3.4.2.57). En la columna del Camino a Barruelo (Fig. 3.4.2.4), sin embargo, estos depósitos no aparecen, ya que el contacto entre la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros y la continental Ágreda corresponde a una importante superficie erosiva (Fig. 3.4.2.58).

Este nivel está formado en su mayor parte por fragmentos irregulares de calizas con corales de hasta 15-20 cm de diámetro, de subangulosos a subredondeados y muy alterados sobre todo en su parte exterior. En algún caso, como en la columna CG, se han encontrado algunos fragmentos formados por hematites que internamente presenta una nodulización incipiente. La matriz que rodea a estos fragmentos es arenoso-calcárea.

Hacia la parte superior de estos niveles de aspecto caótico la proporción de fragmentos de calizas de la unidad arrecifal va disminuyendo frente a la de la matriz, si bien, éstos se encuentran mucho más alterados, nodulizados, ferruginizados y con crecimientos autigénicos de hematites, bertierina, siderita, yeso que serán objeto de estudio en el capítulo sobre la diagénesis.

En la columna RB (Fig. 3.4.2.4) por encima de estos niveles de aspecto caótico se ha encontrado un nivel de calizas arenosas de espesor decimétrico, en el que se han distinguido oogonios de carófitas, y que presenta abundantes huellas de raíces tanto a mesoescala como a microescala (Figs. 3.4.2.59; 3.4.2.60).

Sobre los depósitos de aspecto caótico, en la columna CCGT (Fig. 3.4.2.3), o bien sobre los depósitos con carófitas y huellas de raíces de la columna de Ribabellosa (Fig. 3.4.2.4), se ha identificado un nivel de areniscas y areniscas calcáreas que presentan huellas de raíces, y una intensa nodulización y ferruginización en la parte superior (Fig. 3.4.2.61).



**Fig. 3.4.2.56.** A. Paleosuelo (color más claro) desarrollado sobre las calizas arrecifales de la Fm. Torrecilla en Cameros (a la derecha de la imagen) en la columna de la Carretera a Torrecilla (CT). En la parte superior-izquierda se encuentran los primeros depósitos continentales (arcillas y areniscas) de la Afm. Ágreda. B. Paleosuelo desarrollado sobre las calizas arrecifales de la Formación Torrecilla en Cameros (a la izquierda) en la columna de la Curva de la Carretera General-Ermita de Tómalos (CCGT). C. Paleosuelo desarrollado sobre la Fm. Torrecilla en Cameros (a la izquierda) en la columna de la Carretera a Ribabellosa (RB). A la derecha de estas dos últimas imágenes, y por encima del paleosuelo, se encuentran los depósitos continentales de la Aloformación Ágreda (más oscuros).

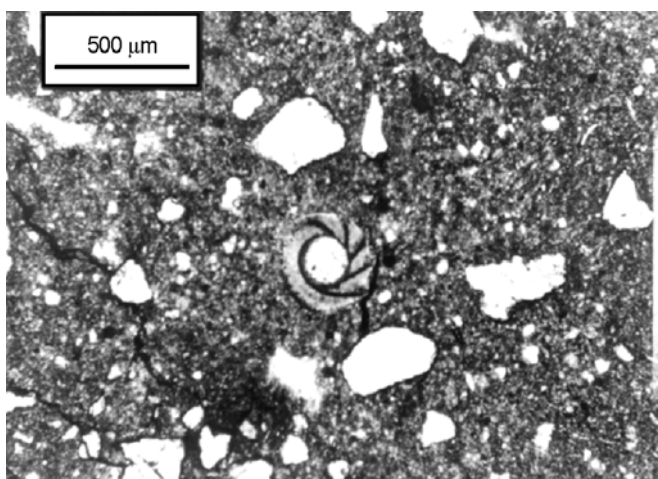




**Fig. 3.4.2.57.** Detalle del mismo paleosuelo que el de la Fig. 3.4.3.56C en el que se observa su color claro y el aspecto noduloso y caótico.



**Fig. 3.4.2.58.** Superficie erosiva desarrollada a techo de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros en la columna del Camino a Barruelo (BR).



**Fig. 3.4.2.59.** Oogonio de carófitas del nivel de calizas arenosas asociado al paleosuelo de la columna de la Carretera a Ribabellosa (RB).

#### Interpretación

Consideramos que estos materiales son el resultado de la edafización de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros durante la cual se produjo la alteración y disolución de los componentes de origen

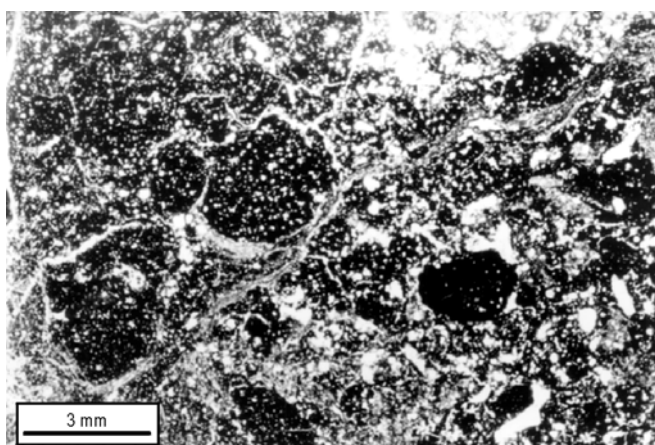
marino y la nodulización y precipitación de los minerales anteriormente citados (hematites, yeso, bertierina, siderita y calcita).

Sin embargo, además de la alteración y precipitación de minerales producida *in situ*, estos niveles contienen abundantes granos de cuarzo en la matriz e incluso, en algunos casos, hay calizas arenosas con carófitas, que se depositaron en pequeñas áreas encharcadas, aunque con influencia de material alóctono, y areniscas que sufrieron un proceso posterior de nodulización e intensa ferruginización.

De cualquier manera, se realizará una descripción e interpretación más detallada de este perfil en el capítulo sobre la diagénesis, dada la importancia que el estudio de los procesos diagenéticos (disolución, reemplazamiento y precipitación) tiene a la hora de interpretar cualquier proceso de edafización y alteración superficial.



**Fig. 3.4.2.60.** Huellas de raíces desarrolladas sobre el mismo nivel de calizas arenosas de la figura anterior.



**Fig. 3.4.2.61.** Nódulos de hematites desarrollados sobre las areniscas de la parte superior del paleosuelo de la columna RB.

### III.4.2.C. Evolución sedimentaria

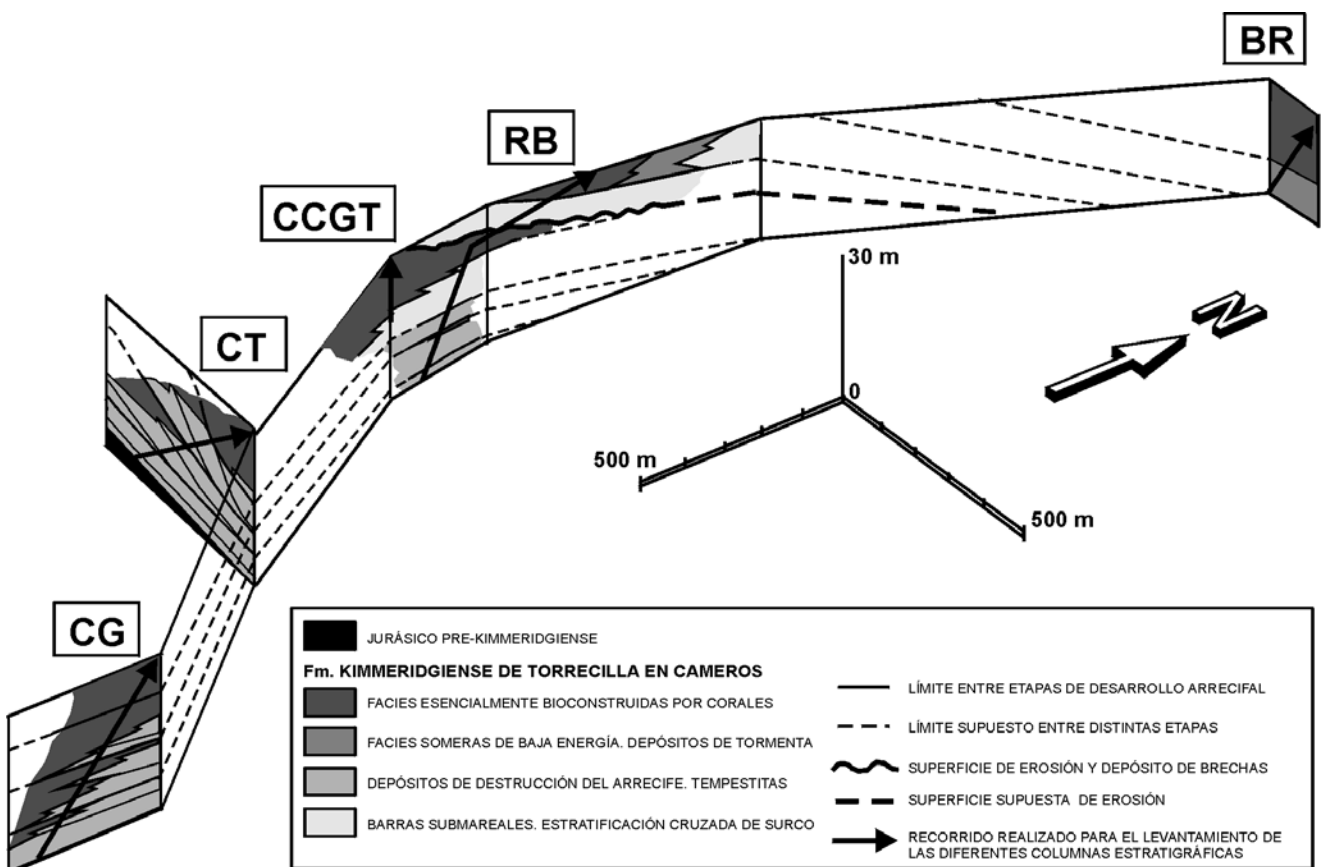
Antes de comenzar, señalaremos que para la realización de este apartado nos hemos basado en las columnas estratigráficas realizadas en este sector así como en algunas observaciones puntuales realizadas en otros puntos de esta formación entre las columnas de RB y BR (Fig. 3.4.2.62), y en las observaciones e interpretaciones realizadas anteriormente por Alonso *et al.* (1986-1987).

La Formación Torrecilla en Cameros en este sector corresponde a un sistema arrecifal progradante constituido por varios edificios bioconstruidos, adosados lateralmente, que progradaron hacia el NE (Alonso *et al.*, *op. cit.*) (Fig. 3.4.1.3). Según estos mismos autores, la geometría y evolución de este complejo arrecifal estuvo condicionada tanto por el eustatismo positivo predominante durante el Kimmeridgiense inferior como por la actividad tectónica que durante este periodo de tiempo tuvo lugar en esta región y que produjo un basculamiento general de la plataforma hacia el E, provocado por un levantamiento a pulsos sucesivos de la Sierra de la Demanda, situada al O (Fig. 3.4.1.4). La acción

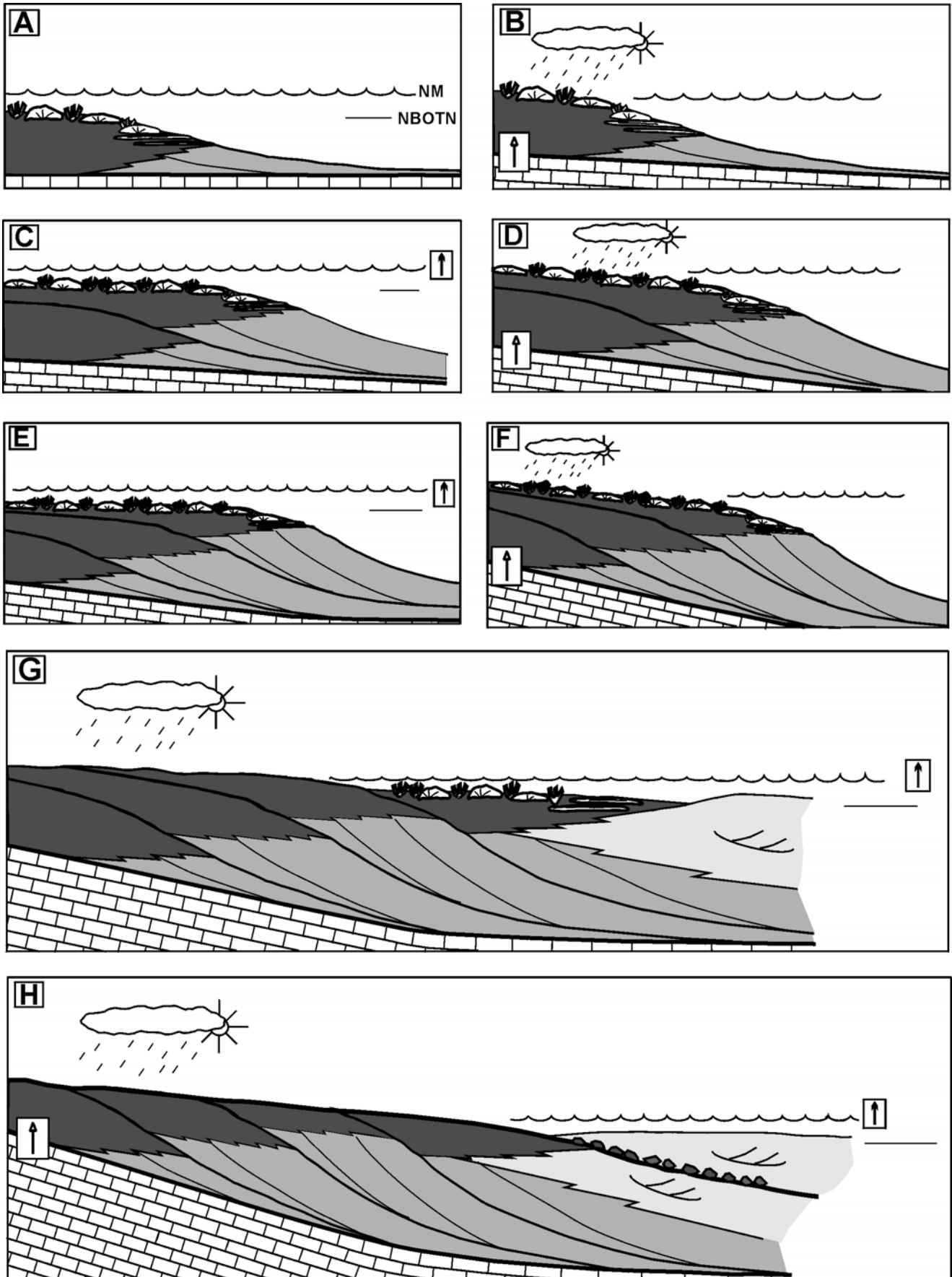
conjunta de estos movimientos tectónicos, junto con el eustatismo positivo y la gran productividad de carbonato de esta plataforma dieron lugar a un proceso de regresión forzada (según Possamentier *et al.*, 1992) en esta unidad en un contexto general de subida del nivel del mar (Benito *et al.*, 1998).

En nuestro caso, hemos dividido la evolución sedimentaria de la Formación Torrecilla en Cameros en este sector en varias etapas de evolución (resumidas en la figura 3.4.2.63) que, de modo general, y como se explicará más adelante, se pueden agrupar en dos episodios principales de evolución, cada uno de ellos con características distintivas, y que se encuentran separados por una superficie de discontinuidad.

Todas estas etapas, dado que esta unidad ha sido datada como Kimmeridgiense inferior (por Benke *et al.*, 1981; Conze *et al.*, 1984; Errenst, 1990; 1991), pertenecen a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997), al igual que ocurría en los dos sectores anteriormente estudiados.

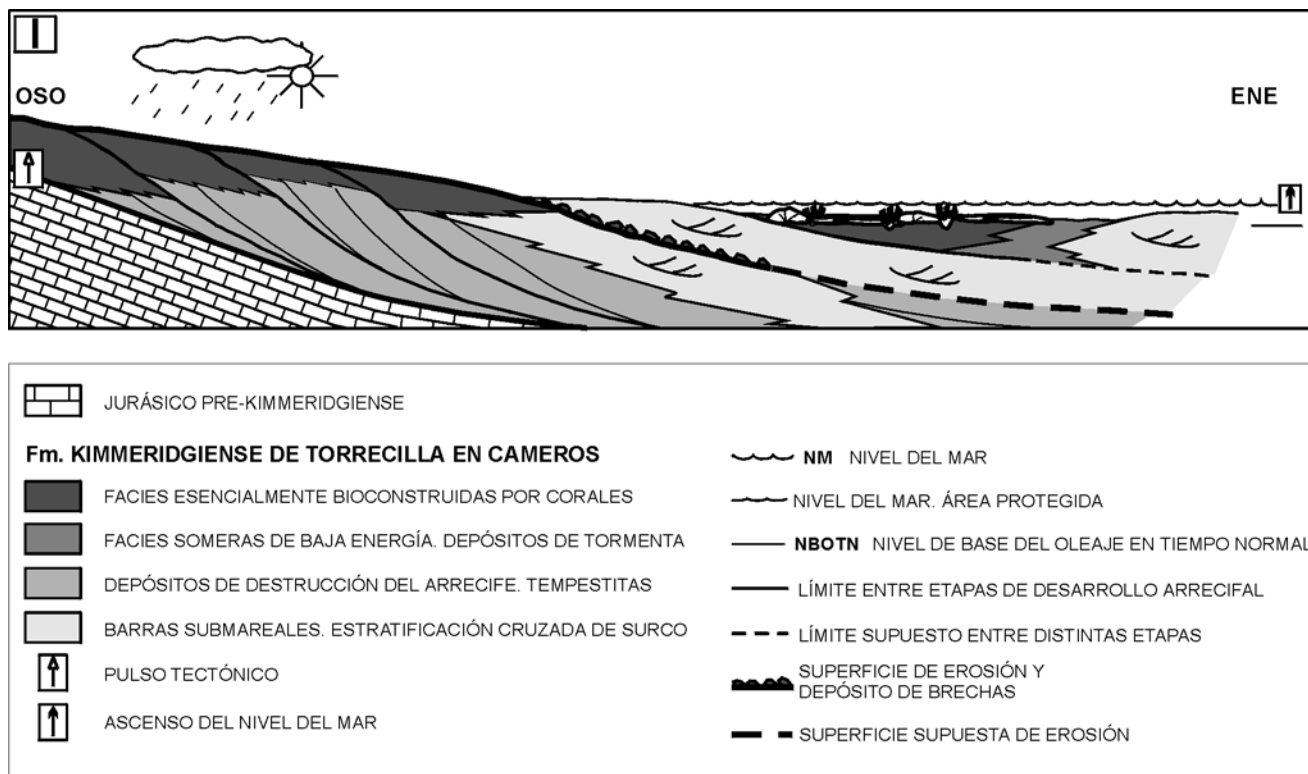


**Fig. 3.4.2.62.** Panel esquemático de correlación entre las distintas facies observadas en las columnas estratigráficas realizadas en el Sector de Torrecilla.



**Fig. 3.4.2.63.** Resumen esquemático de las distintas etapas de evolución de la Formación Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla (continúa).





**Fig. 3.4.2.63.** Resumen esquemático de las distintas etapas de evolución de la Formación Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla (continuación y final).

### III.4.2.C.1. Etapa 1. Instauración del sistema arrecifal. Primer episodio de progradación arrecifal (Fig. 3.4.2.63A)

Durante el Kimmeridgiense inferior tuvo lugar un ascenso rápido y prolongado del nivel del mar que produjo la inundación de gran parte de la Cuenca Ibérica (Aurell, 1990b). En este sector la sedimentación del Kimmeridgiense inferior tuvo lugar en una plataforma carbonatada desarrollada sobre el *hardground* del techo de la Fm. oxfordiense Aldealpozo (Alonso *et al.*, 1986-1987).

Durante este primer episodio de sedimentación, desarrollado exclusivamente en las columnas situadas al sur y oeste (tramos 1-2; 1 y 1-2 de las columnas CG, CT y RB, respectivamente), predominaron los depósitos de tormenta y de destrucción arrecifal (Facies 1 y 2) sobre los que en algún caso (columna CG) se produjo el desarrollo y progradación de facies esencialmente bioconstruidas por corales (Subfacies 6.1) (Fig. 3.4.2.62). Al comienzo de la etapa la sedimentación (Facies 1), se produjo durante los episodios de tormenta en una zona de rampa media, al menos por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal, que transportaron la mayor parte de las partículas (como corales, gran parte de los foraminíferos y algas verdes) de áreas más someras de la rampa. Progresivamente el tamaño medio de las partículas fue aumentando, predominando los fragmentos, de hasta tamaño centimétrico, de corales

e intraclastos formados por micrita de fábrica peloidal y fragmentos de coral. Estos depósitos procedieron en su mayor parte de la destrucción de un arrecife, situado en zonas más someras, y fueron transportados hasta su depósito definitivo también durante los episodios de tormenta en una zona de la rampa por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal (de ahí la desorganización, ausencia de estructuras y mala selección de las partículas). Sin embargo, la mayor parte de estas partículas se encuentran redondeadas, presentando además envueltas oncolíticas incipientes, lo que significa que éstas sufrieron un transporte y retrabajamiento previo a su depósito definitivo (probablemente producido por la acción del oleaje), el cual se produjo en una zona de rampa media-interna, por debajo, aunque cerca del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Otra característica que apoya el carácter episódico de esta sedimentación es la presencia de bioturbación y superficies enrojecidas, que se desarrollaron entre los episodios de tormenta, cuando la tasa de sedimentación era muy baja. Progresivamente, las facies arrecifales *s.s.* fueron progradando sobre estos sedimentos alóctonos. En concreto, este desarrollo arrecifal comenzó con el crecimiento de colonias planas de coral (Subfacies 6.1), adaptadas a medios de menor luminosidad, baja tasa de sedimentación y baja energía que se desarrollaron durante los periodos de calma entre los periodos episódicos de tormenta, durante los cuales se depositaron los *floatstone* en matriz *packstone* pertenecientes a la Facies 2.

### III.4.2.C.2. Etapa 2. Levantamiento tectónico de la Demanda y posterior subida del nivel del mar. Segundo episodio de progradación arrecifal (Fig. 3.4.2.63B-C)

La progradación y evolución de este sistema arrecifal quedó interrumpida tras un pulso tectónico de elevación del sector de la Demanda (situada al O) y de las áreas de la plataforma carbonatada que se estaba formando en ese momento, más cercana a la costa. Sin embargo, la tendencia eustática positiva del Kimmeridgiense dio lugar a que al menos parte de la plataforma que había sido elevada quedara otra vez sumergida produciéndose la formación y progradación de un nuevo edificio arrecifal cuyos depósitos de destrucción presentan una relación de *downlap* con los depósitos pertenecientes al cuerpo arrecifal anterior, como se puede observar en la Fig. 3.4.2.64. Depósitos pertenecientes a este segundo periodo de sedimentación se han identificado también en las columnas situadas más al oeste, en los tramos 3, 2-3 y 3-5 de las columnas CG, CT y RB, respectivamente (Figs. 3.4.2.1; 3.4.2.2; 3.4.2.4 y 3.4.2.62). En todas estas columnas se puede observar como los depósitos más distales pertenecientes a la Facies 1 de esta segunda etapa de sedimentación se sitúan sobre los depósitos de destrucción del arrecife más proximales (Facies 2) o incluso sobre calizas bioconstruidas pertenecientes a la Subfacies 6.1, lo que significa que el ascenso del nivel del mar tuvo que ser lo suficientemente importante como para que se hubiera producido un episodio de retrogradación al comienzo de este segundo periodo de sedimentación. La gran productividad de carbonato existente en esta plataforma dio lugar a una posterior progradación de las facies arrecifales sobre estos depósitos de tormenta y de destrucción arrecifal.

Las colonias que se desarrollaron en un principio en todas las columnas durante esta etapa son de morfología plana (Subfacies 6.1), si bien en la columna CG, situada más al sur (Fig. 3.4.1.1; 3.4.2.1; 3.4.2.62), se han encontrado colonias de morfología masiva en la parte superior de este segundo cuerpo arrecifal que se desarrollaron en zonas algo más someras que las colonias planas, aunque todavía por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal.

### III.4.2.C.3. Etapa 3. Nuevo episodio de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Tercer episodio de progradación arrecifal (Fig. 3.4.63D; E)

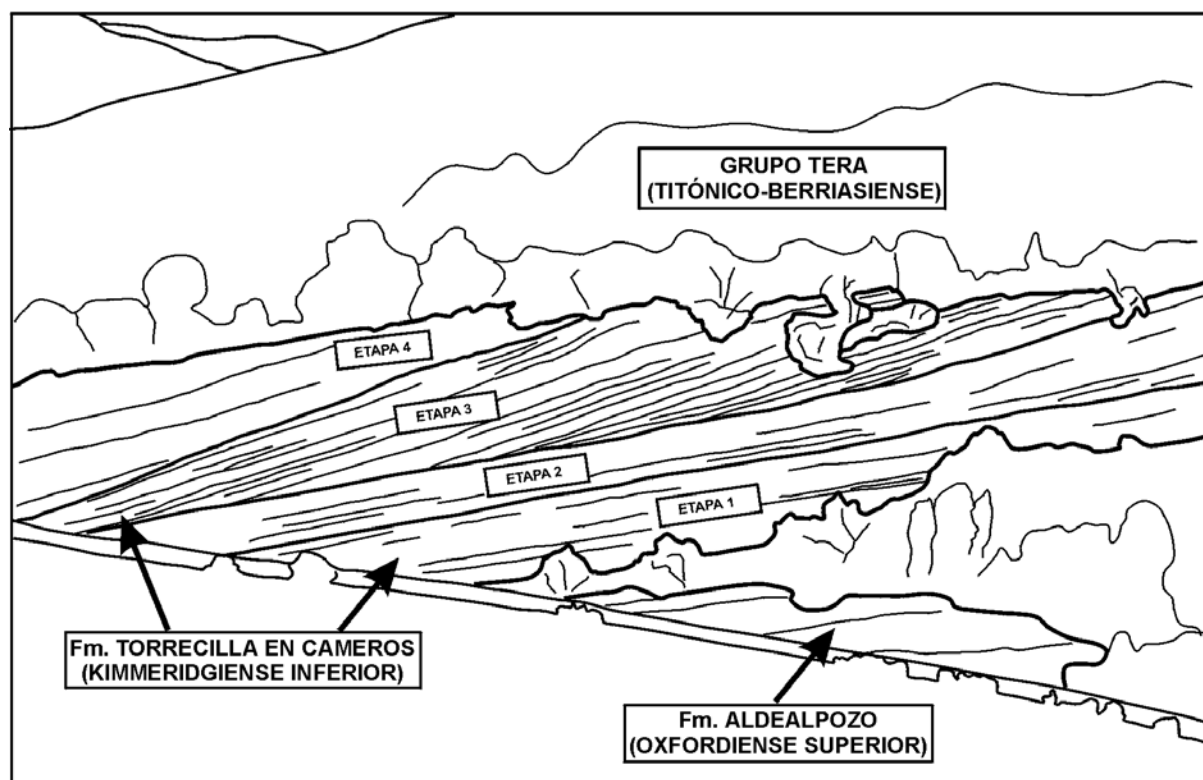
Tras la segunda etapa de sedimentación tuvo que tener lugar un nuevo episodio de elevación tectónica de la Demanda y de ascenso del nivel del mar que dio lugar a la formación y desarrollo del tercer cuerpo

arrecifal cuyos depósitos de tormenta y destrucción del arrecife también se sitúan en una clara relación de *downlap* con los depósitos del episodio anterior (Fig. 3.4.2.64). También en este caso las facies (tramos 4, 4 y 6 de las columnas CG, CT y RB, respectivamente) son idénticas a las de las etapas anteriores: depósitos de tormenta pertenecientes a las Facies 1 y, sobre todo 2, de rampa media-interna y calizas bioconstruidas por corales que sólo se desarrollaron en la columna CG, situada más al sur y entre las que se han encontrado depósitos pertenecientes a la Facies 2. Estas calizas bioconstruidas presentan una zonación en la que las colonias planas predominan en primer lugar y progresivamente van dominando las colonias masivas (como *Clausastraea*) y faceloides (como *Thecosmilia*) que presentan incrustaciones (inferiores a 1 mm de espesor) por organismos (nubeculáridos, serpúlidos, ostreidos, *Koskinobullina socialis*, entre otros) que han sido interpretados como típicos de ambientes someros. Incluso el sedimento que se ha encontrado entre algunas de las colonias situadas en la parte superior de este tramo presenta ausencia de matriz micrítica y cierta orientación en las partículas alargadas, lo que sugiere que se desarrollaron en una zona de rampa interna ya por encima del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Sin embargo, estas facies bioconstruidas no llegaron a progradar en las columnas CT y RB, situadas más al norte, ya que antes se tuvo lugar otro periodo de actividad tectónica, como se explicará a continuación.

### III.4.2.C.4. Etapa 4. Nuevo episodio de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Desarrollo de barras submareales de deriva litoral. Cuarto episodio de progradación arrecifal (Fig. 3.4.63F-G)

Sobre los depósitos de tormenta de la etapa anterior y a partir de una superficie muy neta, como se puede apreciar en la Fig. 3.4.2.64, se produjo la instauración y progradación de un nuevo edificio arrecifal.

Este comienzo tan brusco en el desarrollo de estas facies arrecifales sobre los depósitos previos de tormenta y destrucción arrecifal (depositados en zonas relativamente más externas que las facies bioconstruidas) pudo haberse producido bien debido a otro periodo de elevación tectónica o bien a una bajada rápida en el nivel del mar. Sin embargo, teniendo en cuenta la tendencia eustática positiva durante el Kimmeridgiense inferior nos inclinamos a suponer que esta brusca progradación se debió a otro pulso tectónico al que se le habría ido sumando progresivamente el efecto eustático positivo.



**Fig. 3.4.2.64.** Vista panorámica de la Formación Torrecilla en Cameros en el lugar donde se ha realizado la columna estratigráfica de la Carretera a Torrecilla (CT) (ver Fig. 3.4.1.1). En el esquema realizado en la parte inferior se han representado en trazo fino las superficies de estratificación y en trazo grueso los límites entre las distintas etapas de evolución. Obsérvese como las superficies de estratificación de los depósitos de las etapas 2 y 3 se disponen en downlap respecto a los depósitos de las etapas anteriores (1 y 2, respectivamente). También se puede observar como las facies arrecifales (masivas) de la etapa 4 se superponen a los depósitos bien estratificados de la etapa anterior a partir de una superficie muy neta. Los materiales continentales suprayacentes del Grupo Tera se depositaron sobre depósitos de la Fm. Torrecilla en Cameros progresivamente más antiguos (hacia la derecha de la imagen) lo que pone de manifiesto la existencia de un periodo erosivo previo a su depósito.

Tras este pulso tectónico, y al comienzo de esta etapa, comenzaron a desarrollarse arrecifes (en algunas zonas como en la columna CT, tramo 5) en los que se encuentra la misma zonación que en los cuerpos arrecifales anteriores con colonias planas primero y masivos y faceloides posteriormente. Estos corales estaban asociados a los depósitos de tormenta pertenecientes a la Facies 2 de rampa media-interna o incluso de rampa interna (en la parte superior donde hay ausencia de matriz micrítica y cierta orientación en las partículas alargadas en estos depósitos).

Sin embargo, este nuevo pulso también favoreció la llegada de gran cantidad de aportes siliciclásticos del continente que fueron llegando progresivamente a esta zona de la plataforma en forma de barras submareales de deriva litoral (Facies 8) y que se han encontrado en las columnas RB (tramos 7-9) y en la base de la columna CCGT (Fig. 3.4.2.62). Estas barras produjeron un relieve positivo en el fondo de la rampa dejando por detrás de ellas áreas más protegidas al efecto de las tormentas y de menor energía. A medida que iban migrando las barras, el crecimiento de los corales se fue restringiendo a estas zonas someras protegidas, lo que explica el que el sedimento que rodea a las colonias sea fino, comúnmente bastante limoso y depositado en un ambiente de poca energía (Facies 5). Este hecho no impedía que, en ocasiones, estas zonas protegidas fueran afectadas por tormentas de mayor entidad que provocaban el depósito, sobre los corales, de terrígenos y componentes carbonáticos de mayor tamaño, en muchos casos bien redondeados y oncolitizados, aunque comúnmente con una alta proporción de fango micrítico (Facies 4) (Fig. 3.4.2.25). Este ambiente de sedimentación protegido y con influencia siliciclástica favoreció el crecimiento y progradación de colonias planas de corales, en algunos casos con morfología pseudoramosa, adaptados a medios con influencia siliciclástica (como *Isastraea* y *Fungiastraea*) y faceloides delicados (en su mayoría de *Calamophylliopsis*). Estas áreas, por otro lado, tenían que tener muy poca profundidad como lo pone de manifiesto la abundancia de organismos incrustantes (ostreidos, serpúlidos, foraminíferos nubeculáridos, *Koskinobullina* y *Bacinella irregularis*) que son típicos de ambientes someros o muy someros. La llegada de siliciclásticos era menor en las zonas situadas más hacia el interior de estas áreas protegidas que eran afectadas solamente por las tormentas mayores. Esto dio lugar a un mayor desarrollo de colonias dómicas y también faceloides y a una mayor proliferación de las costras microbianas asociadas a espículas que pueden llegar y que progradaron sobre las facies con mayor proporción de limo.

Estos depósitos arrecifales de menor energía se han encontrado en las columnas estratigráficas CG y CT (tramos 5-6 y 7-9 respectivamente) sobre colonias de coral en las que el sedimento asociado correspondía a depósitos de tormenta de la Facies 2. En las columnas CCGT y RB (tramos 1-7 y 10-11, respectivamente), situadas más hacia el norte, estas colonias de corales se disponen sobre los depósitos con gran contenido en siliciclásticos y estratificación cruzada (Facies 8) correspondientes a las barras submareales que no llegaron a migrar hasta las zonas donde estarían situadas las columnas GG y CT (Fig. 3.4.2.62).

#### **III.4.2.C.5. Etapa 5. Nuevo episodio de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Erosión de parte de la plataforma, depósito de brechas calcáreas y posterior migración de barras submareales de deriva litoral (Fig. 3.4.2.63H)**

Tras el desarrollo de las barras submareales y arrecifes previamente descritos, tuvo lugar un evento en la plataforma que provocó la erosión de parte de los depósitos previos y la posterior removilización de estos materiales y que dio lugar al depósito de las brechas calcáreas matriz-sostenidas pertenecientes a la Facies 7. Estas brechas han sido localizadas exclusivamente en la columna RB (Figs. 3.4.2.4; 3.4.2.22; 3.4.2.49; 3.4.2.62) y sobre ellas comenzaron a migrar barras submareales de deriva litoral de naturaleza, casi exclusivamente, siliciclástica en su mayor parte.

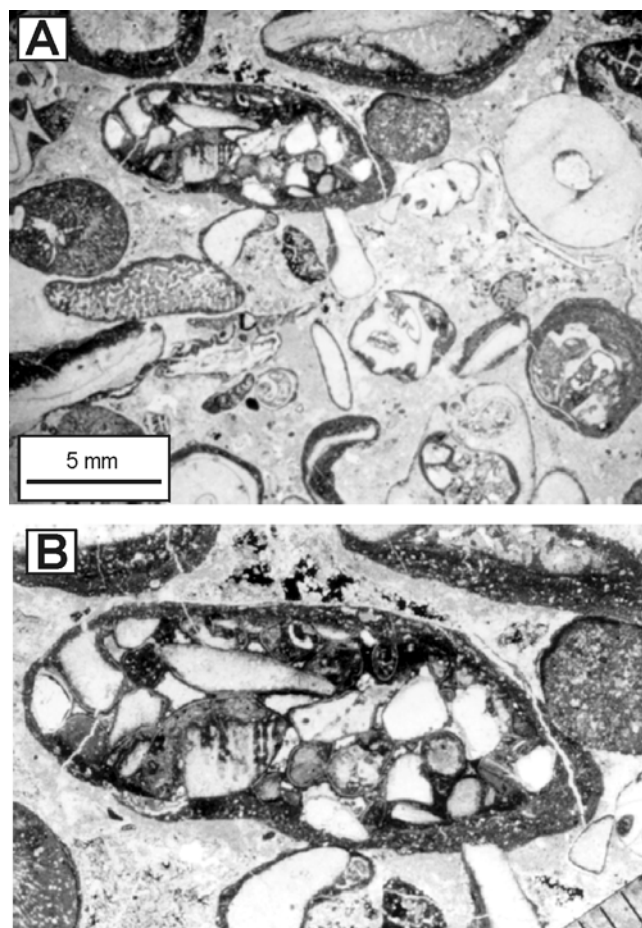
Este periodo de erosión y brechificación de los depósitos previos probablemente se debió a un nuevo episodio de elevación tectónica que dio lugar a la emersión y erosión de parte de la plataforma. El eustatismo positivo, todavía predominante, provocó que, al menos parte de las zonas previamente erosionadas, quedaran sumergidas de nuevo produciéndose entonces el nivel de brechas y el desarrollo posterior de las barras submareales, cuyo altísimo contenido en partículas siliciclásticas, procedía de las áreas continentales adyacentes que habían ido elevándose progresivamente. Sin embargo, ni estas brechas ni las areniscas se han encontrado en las columnas CG, CT y CCGT, situadas hacia el SSO. Este hecho se pudo deber a que estos depósitos se erosionaron durante el desarrollo de la discontinuidad situada a techo de la Fm. Torrecilla en Cameros y previa a los depósitos continentales del *Weald*. Sin embargo, consideramos posible, como ya propusieron Alonso *et al.* (1986-1987), que al menos parte de estas zonas situadas hacia el SO pudieron quedar definitivamente emergidas tras este episodio

tectónico, o incluso, en el caso de las áreas situadas más hacia el SO, durante alguno de los anteriores.

Esta hipótesis la basamos por un lado en la evolución tectosedimentaria de esta zona de la plataforma que fue elevándose tectónicamente de forma progresiva, junto con el sector de la Demanda, durante estas etapas. Por otro lado, y como se verá más adelante, todos los depósitos encontrados en esta unidad arrecifal durante y a partir de esta etapa son de rampa interna, muy somera en algunos casos, lo que indica que la costa estaba situada muy cerca de estas áreas de sedimentación, al contrario que durante las primeras etapas de evolución donde los depósitos eran de rampa media o media-interna fundamentalmente. Este hecho, además, sugiere que a partir de esta etapa la tendencia eustática positiva fue menor y/o no pudo ya superar la elevación tectónica.

#### III.4.2.C.6. Etapa 6. Nuevos episodios de elevación tectónica y subida del nivel del mar. Desarrollo de barras submareales, arrecifes y depósitos de ambiente protegidos de rampa interna (Fig. 3.4.2.63I)

A partir de la etapa anterior la sedimentación se produjo en una zona de rampa interna con gran influencia siliciclástica. La sedimentación, continuando la tendencia seguida hasta este momento, se iba produciendo progresivamente hacia el NE a medida que continuaba la elevación tectónica del sector de la Demanda. Así, tras el depósito de las barras submareales, fundamentalmente siliciclásticas durante la etapa anterior y, exclusivamente hacia el NE (Fig. 3.4.2.62), se desarrollaron parches arrecifales en un ambiente protegido. Al igual que ocurriera durante la etapa 4, estas bioconstrucciones están formadas por colonias planas adaptadas a ambientes con influencia siliciclástica, colonias faceloides delicadas y algunas dómicas, todas ellas bioturbadas y con incrustaciones y costras microbianas asociadas a esponjas bastante desarrolladas. Lateralmente a estos arrecifes se situaban zonas, también protegidas y someras, en las que los depósitos, aunque con gran cantidad de fango micrítico (Facies 4 y 5), contienen fósiles fragmentados e intraclastos generalmente muy bien redondeados y con envueltas oncolíticas (en su mayor parte de *Girvanella*) que fueron transportadas desde zonas someras, aunque más agitadas de la rampa, durante los episodios de tormenta (Figs. 3.4.2.14; 3.4.2.65A). Estas tormentas también transportaron el material siliciclástico procedente de las barras submareales que todavía servían de barrera para estas zonas más protegidas.



**Fig. 3.4.2.65.** *A. Depósitos de bioclastos e intraclastos, en su mayor parte oncolitizados, pertenecientes a la Facies 4 y encontrados en un afloramiento situado al NE del techo de la columna RB. B. Detalle de uno de los oncolitos cuyo núcleo está formado por un intraclasto redondeado a su vez formado por bioclastos, intraclastos y granos de cuarzo. La distancia entre las barras de la escala es de 500  $\mu$ m.*

Algunos de los núcleos de estos oncolitos, incluso, están formados por intraclastos redondeados constituidos a su vez por fragmentos de fósiles, intraclastos y abundantes granos de cuarzo redondeados adheridos cemento fibroso primero y después micrita peloidal (con meniscos ocasionales), ambos típicos de playas rocosas (Alonso *et al.*, 1986-1987) (Figs. 3.4.2.65B). La existencia de este tipo de oncolitos avala la hipótesis de una historia tectosedimentaria compleja de esta plataforma. En primer lugar, unos componentes tanto siliciclásticos como carbonáticos, en algunos casos arrecifales, formaron parte de las barras submareales donde fueron retrabajados y redondeados por el oleaje. Estos depósitos posteriormente quedaron emergidos y se formó una playa rocosa donde todas estas partículas se cementaron. Esta playa posteriormente

se destruyó, al menos en parte, y sus fragmentos fueron entonces retrabajados de nuevo y oncolitizados en una zona muy somera y agitada de la rampa.

Este tipo de evolución con desarrollo de facies someras y arrecifales de baja energía protegidas por barras submareales continuó progresivamente hacia el NE donde incluso, en la columna BR (Fig. 3.4.2.5), llegaron a depositarse facies margosas muy someras y de muy baja energía (Facies 3). Estas áreas de tan baja energía también fueron afectadas en ocasiones por tormentas durante las cuales se depositaron las facies desorganizadas y de componentes de mayor tamaño, aunque con gran cantidad de fango micrítico, pertenecientes a la Facies 4.

### **III.4.2.C.7. Evolución posterior**

En la mayor parte de este sector sobre los depósitos marinos de la Formación Torrecilla en Cameros, que previamente había quedado emergida, se desarrolló un paleosuelo (Figs. 3.4.2.56; 3.4.2.57).

Sin embargo, este proceso de edafización probablemente tuvo lugar tras un periodo erosivo que afectó a esta unidad arrecifal previamente. En algunos de las secciones, además, se formaron pequeñas áreas encharcadas en las que se depositaron los niveles de calizas arenosas y areniscas, que a su vez posteriormente sufrieron un proceso de edafización e intensa ferruginización.

En el Titónico comenzó el periodo de *rifting* finijurásico-eocretácico que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros (Mas *et al.*, 1993), cuya sedimentación continental, comenzó en este sector con el depósito de la Aloformación Ágreda de edad titónico (Gómez Fernández, 1992). Esta unidad está formada por arcillas rojas, cuerpos canalizados de conglomerados y areniscas y calizas lacustres y palustres que se sitúan sobre el paleosuelo anteriormente descrito o bien, hacia el NE (columna BR), directamente sobre la unidad arrecifal tras una superficie erosiva. Al igual que en los sectores estudiados anteriormente se realizará un estudio más detallado de los procesos ocurridos durante este periodo de tiempo en el capítulo sobre la diagénesis.







### III.4.3. Estudio de la diagénesis

En este capítulo, y al igual que en los capítulos sobre la diagénesis de los sectores del Sur del Moncayo y de Soria, se realizará la descripción de las características petrográficas y geoquímicas de las fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros, que también se dividirán en muy tempranas, tempranas y tardías en función de su relación temporal relativa. En el techo de la unidad arrecifal en este sector, salvo en la columna del Camino a Barruelo (Figs. 3.4.2.5; 3.4.2.58), donde el techo corresponde a una superficie erosiva, se han observado algunas fases diagenéticas distintivas que no están presentes en el resto de la unidad, por lo que su descripción e interpretación se hará en un apartado distinto. Asimismo también se realizará en apartados distintos la descripción e interpretación de la petrografía y geoquímica de los carbonatos de la base de la Afm. continental suprayacente Ágreda y la de algunos espeleotemas presumiblemente recientes desarrollados en este sector.

#### III.4.3.A. Descripción petrográfica y geoquímica de la Fm. Torrecilla en Cameros

La secuencia paragenética y las relaciones de superposición entre las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla se han resumido en las figuras 3.4.3.1 y 3.4.3.2A, respectivamente. Asimismo, los resultados de la geoquímica elemental e isotópica de los carbonatos se muestran en las figuras 3.4.3.2B y 3.4.3.3, respectivamente.

##### III.4.3.A.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos

###### III.4.3.A.1.a. Micrita peloidal

Como en el resto de los sectores estudiados, el origen de las micritas peloidales se ha discutido en el capítulo sobre estratigrafía y sedimentología (apartado III.4.2.B.3.d), aunque también su descripción se incluye en este capítulo por las mismas razones que se argumentaron en los capítulos sobre la diagénesis de los sectores estudiados previamente.

En este sector, las micritas peloidales se encuentran en posición geopetal y antigeopetal, en el interior de la porosidad de tipo *growth-framework*, en las cavidades de bioturbación de algunos corales masivos (Fig. 3.4.2.30) y formando parte de las costras desarrolladas sobre las colonias de corales masivos y, sobre todo, faceloides donde las micritas peloidales suelen estar asociadas a espículas de esponjas (Figs. 3.4.2.31-3.4.2.35).

Internamente estas micritas están formadas por peloides menores de 60 µm de diámetro que, a su vez, están constituidos por un mosaico de cristales de calcita de tamaño micrítico, que se encuentran rodeados por cristales microcristalinos de calcita (Fig. 3.4.3.4). Con CL estos carbonatos tienen LM y presentan un punteado fino LB o NL.

La composición elemental media de estas micritas es:  $(\text{Ca}_{98.5}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.84}\text{Fe}_{0.54}\text{Mn}_{0.1})(\text{CO}_3)_{100}$ , siendo sus características más relevantes el contenido en Sr siempre por debajo del límite de detección y los contenidos relativamente altos en Mg, Fe y Mn. La composición isotópica de estas micritas, analizada en una muestra de la parte media de la unidad arrecifal, es de 0.00 ‰ en C y -2.11 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A y B).

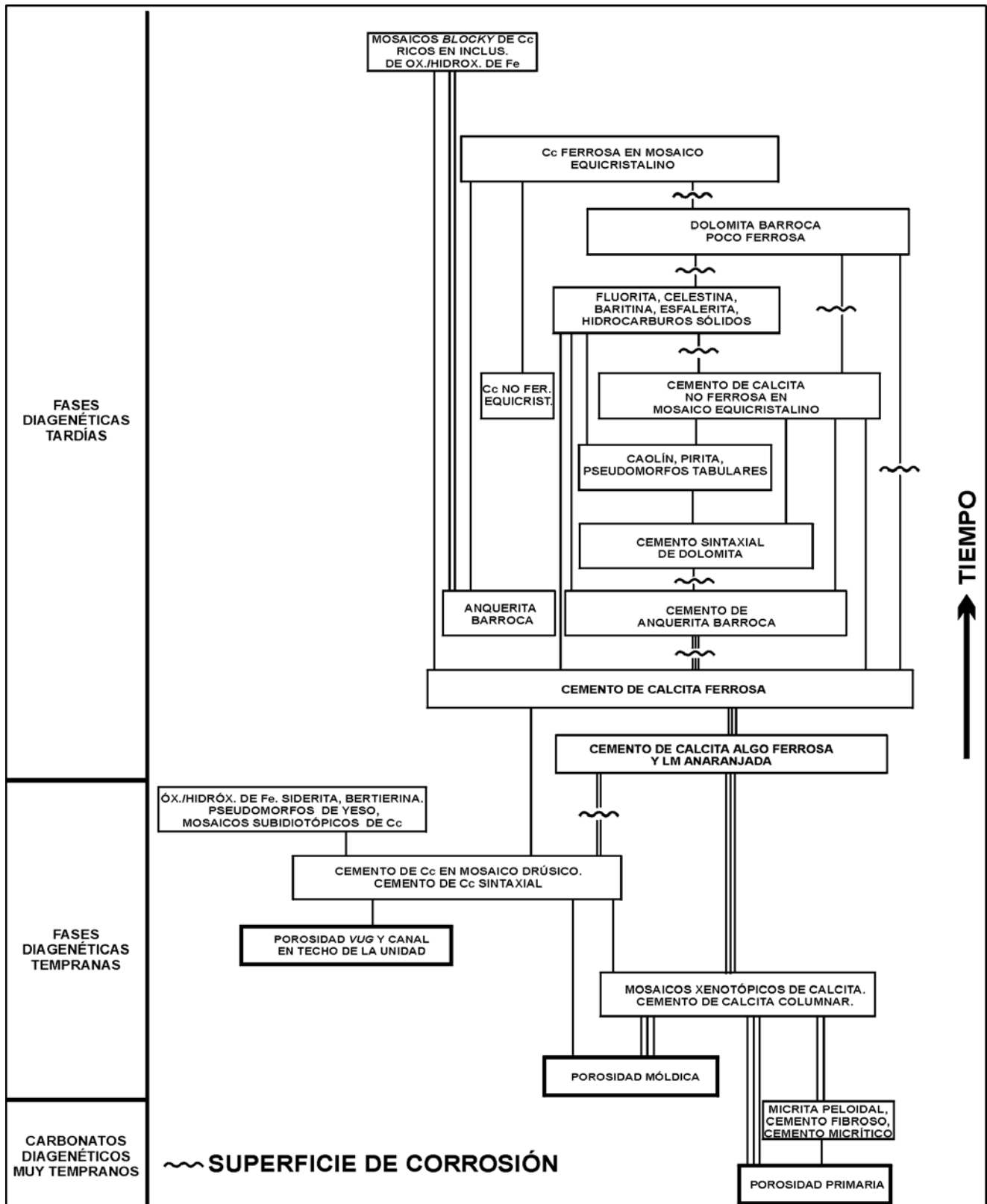
###### III.4.3.A.1.b. Envueltas micríticas

En este sector se ha observado este tipo de envueltas alrededor de los corales y fragmentos de equinodermos, serpulidos y moluscos (Fig. 3.4.3.5). Estas envueltas no suelen superar las 20-30 µm en los corales y las 50 µm de espesor en el resto de los componentes fósiles. Están formadas por cristales micríticos de calcita y presentan LM oscura marrón-anaranjada.

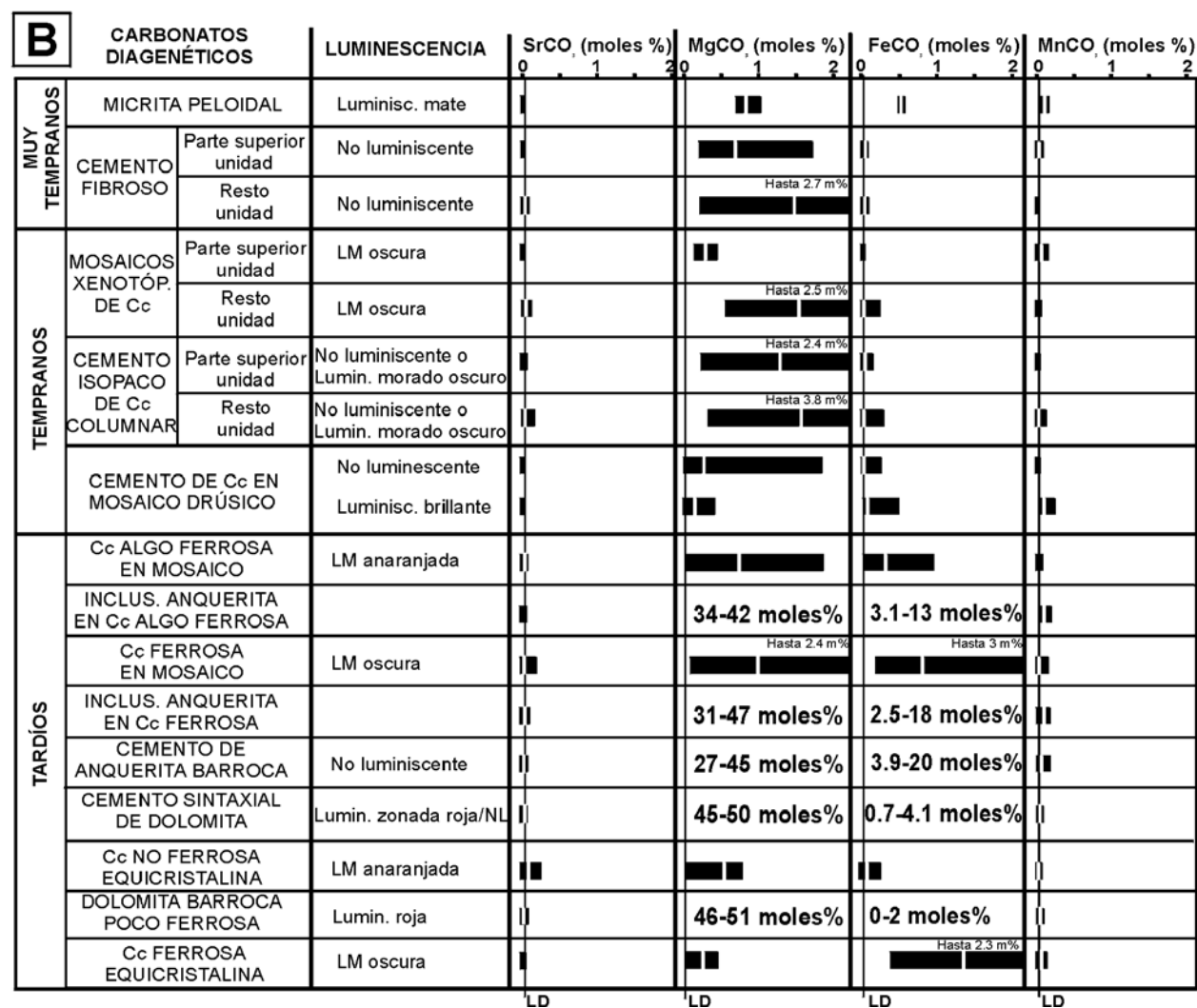
###### III.4.3.A.1.c. Cemento de calcita fibrosa

Este cemento es escaso y se ha observado intercalado entre las costras micríticas desarrolladas sobre los corales y también en el interior de cavidades primarias (interpartícula, intrapartícula y *growth-framework*). En el primer caso, cuando está asociado a las costras micríticas este cemento forma franjas isopacas de hasta 200-300 µm de espesor formadas por cristales fibrosos de calcita no ferrosa y NL o LM

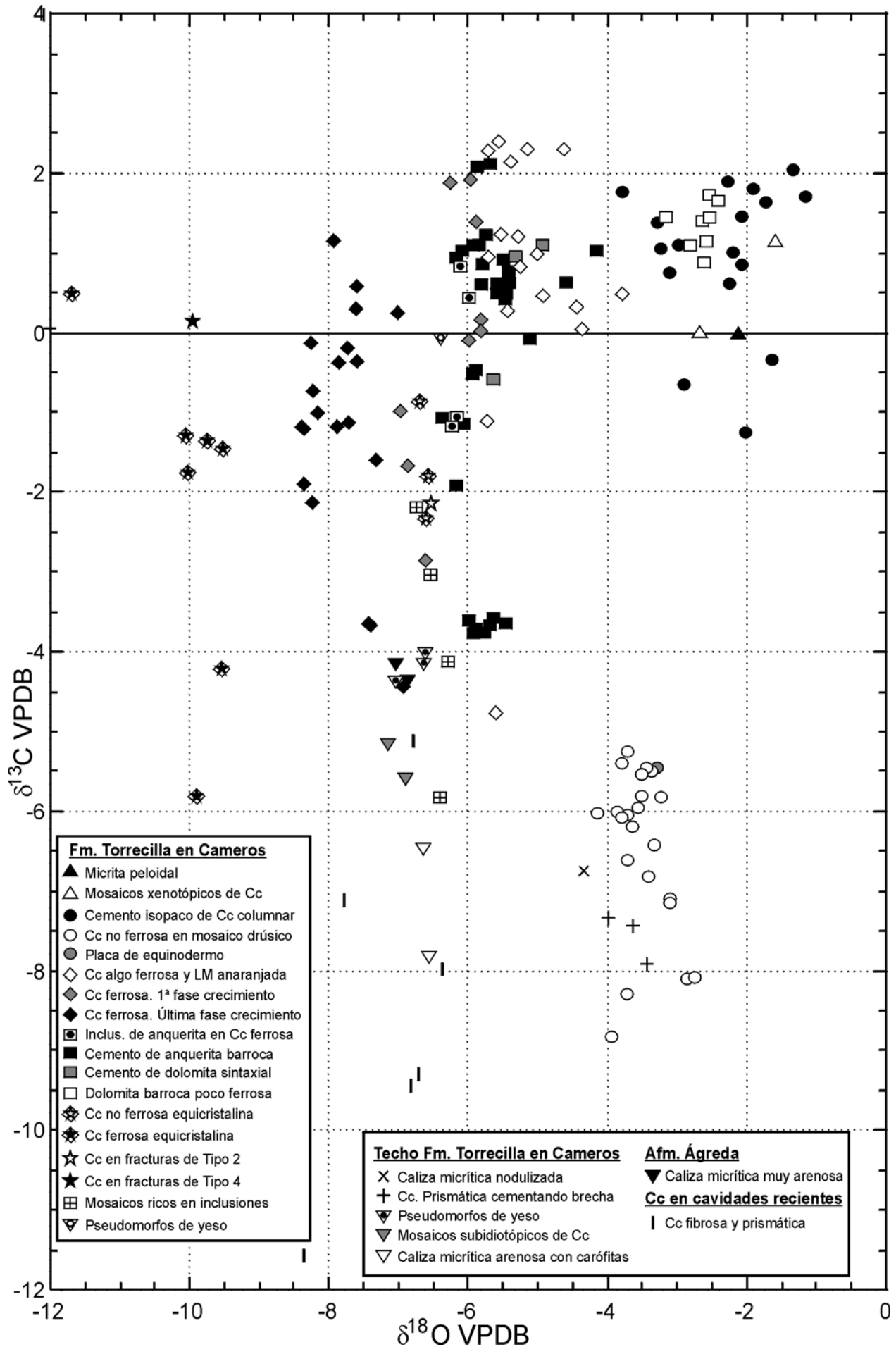


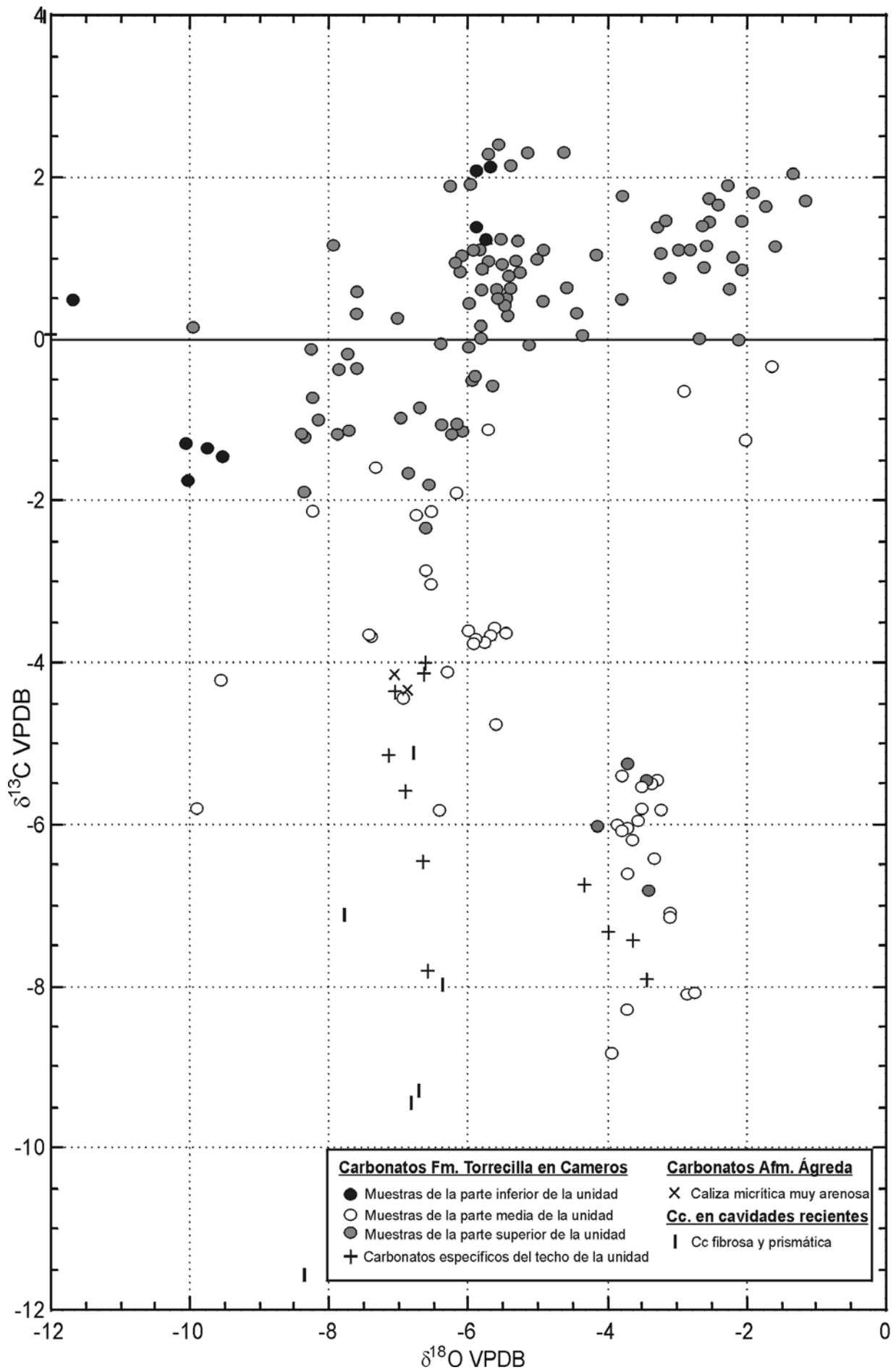


**Fig. 3.4.3.1.** Esquema representativo de la secuencia diagenética observada en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagenéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (|||); común (||); poco común (|).



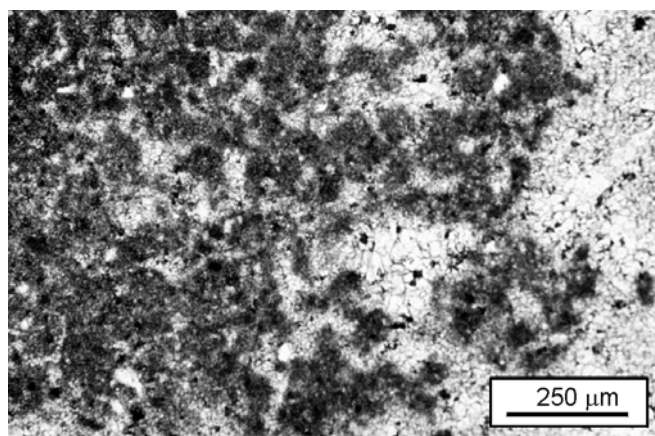
282



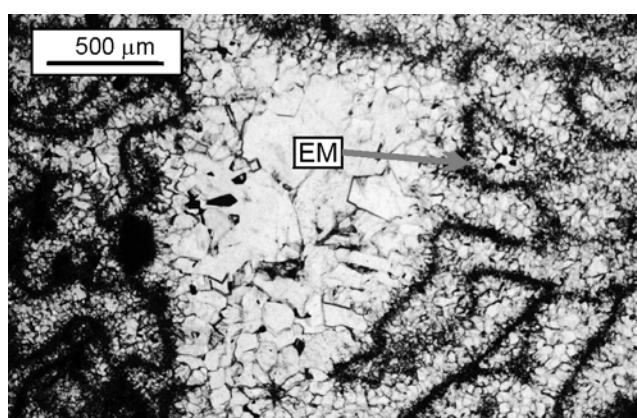


**Fig. 3.4.3.3. B.** Composiciones isotópicas de los carbonatos analizados en el Sector de Torrecilla en función de la proximidad de las muestras al techo de la Fm. Torrecilla en Cameros (continuación y final).





**Fig. 3.4.3.4.** Detalle de la micrita peloidal observada en el interior de la porosidad growth-framework de un coral.



**Fig. 3.4.3.5.** Envoltas micríticas desarrolladas en un coral (flecha gris).

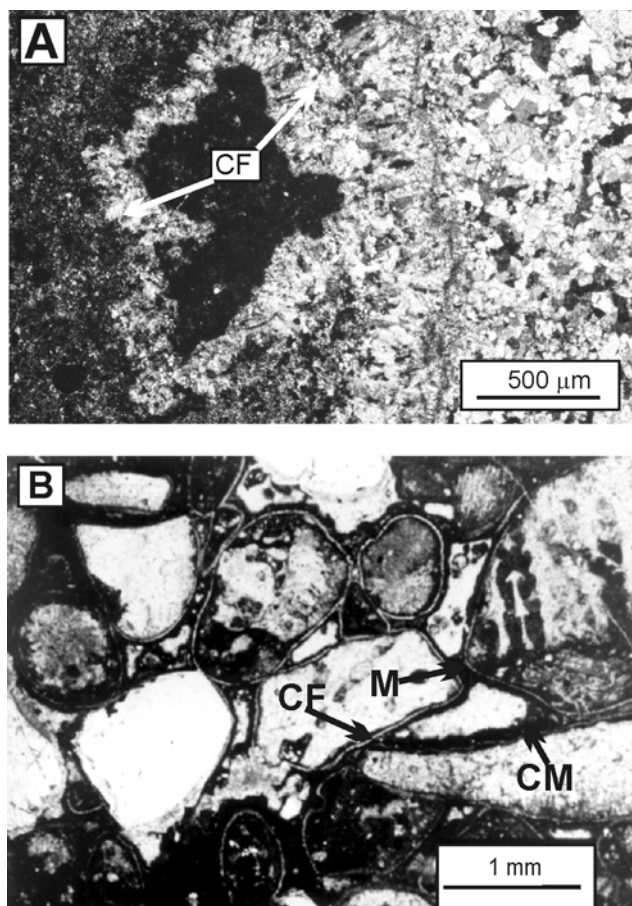
muy oscuro que presentan en su conjunto extinción ondulante (Figs. 3.4.3.6A).

Cuando rellena la porosidad intergranular, intragranular y growth-framework este cemento forma franjas isopacas de cristales fibrosos de calcita no ferrosa y NL, LB o LM, no superiores a 20 μm de espesor (Fig. 3.4.3.6B).

La composición elemental media del cemento fibroso en la parte superior de la unidad cerca del techo es de:  $(\text{Ca}_{99.2}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.7}\text{Fe}_{0.05}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$ . En el resto de la unidad la composición de este cemento es de  $(\text{Ca}_{98.42}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{1.5}\text{Fe}_{0.03}\text{Mn}_{0.018})(\text{CO}_3)_{100}$  (Fig. 3.4.3.2B). Como se puede observar el contenido en Fe y Mn del cemento fibroso es muy bajo tanto en la parte inferior como en la superior de la unidad arrecifal. Sin embargo el contenido en Sr y, sobre todo, el de Mg es sensiblemente menor en los cementos fibrosos de la parte superior de la unidad arrecifal.

### III.4.3.A.1.d. Cemento micrítico

En este sector se ha observado cemento micrítico, tras el cemento fibroso, rellendo la porosidad intergranular de los intraclastos que forman el núcleo de algunos oncolitos. Este cemento forma franjas de hasta 20.30 μm de espesor que unen los distintos granos dando lugar a la formación de meniscos (Fig. 3.4.3.6B).



**Fig. 3.4.3.6.** A. Cemento de calcita fibrosa (CF) rellendo la porosidad intergranular. La calcita fibrosa presenta extinción ondulante. Fotografía realizada con luz polarizada. B. Cemento isopaco de calcita fibrosa (CF) rellendo la porosidad intergranular. Tras la calcita fibrosa se puede observar el cemento micrítico (CM) que forma uniones en menisco (M) entre los distintos granos.

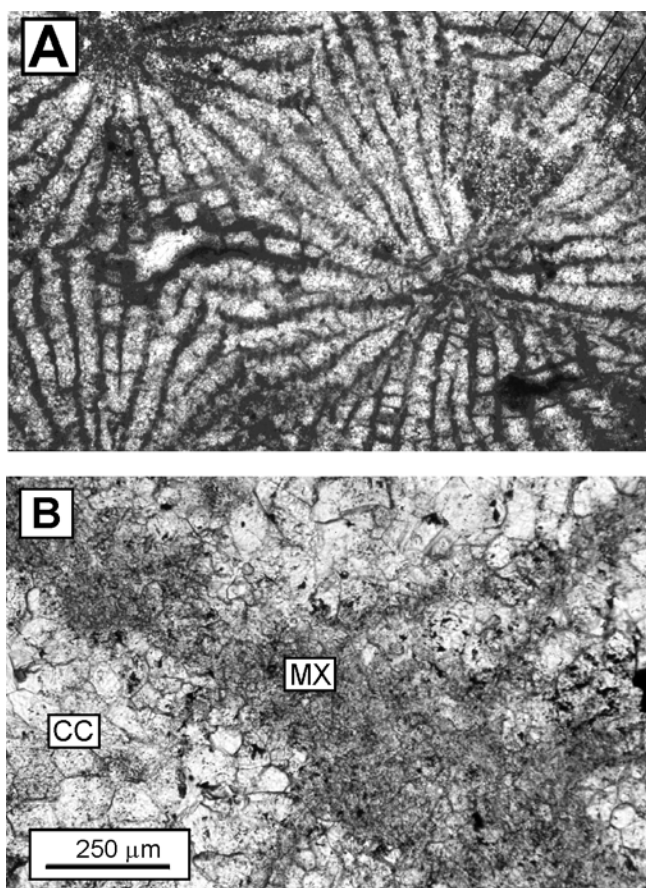
### III.4.3.A.2. Fases diagenéticas tempranas

#### III.4.3.A.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita

Los mosaicos xenotópicos de calcita se han observado entre los componentes deposicionales y en el interior del esqueleto de algunos fósiles como corales y serpúlidos.

Cuando estos mosaicos se encuentran entre los componentes deposicionales presentan una textura porfiroítica y xenotópica y están formados por cristales de calcita no ferrosa o ligeramente ferrosa NL o LM, de diámetros variables entre menores de 4  $\mu\text{m}$  (micríticos) y 100  $\mu\text{m}$ .

En este sector son muy abundantes los mosaicos xenotópicos en el esqueleto de los corales masivos, y en menor medida, faceloides (Fig. 3.4.3.7), aunque su abundancia relativa es mucho menor en la parte superior de la unidad cerca de la discontinuidad del techo. Cuando se encuentran en los corales, estos mosaicos están formados por cristales de calcita no ferrosa y LM oscura, de diámetro variable entre 20 y 200  $\mu\text{m}$ , aunque generalmente no superan las 50  $\mu\text{m}$ . Estos cristales son muy porosos y presentan en su interior abundantes inclusiones que se distribuyen aleatoriamente en su interior. Las inclusiones más abundantes, observadas con el MEB tienen un aspecto amorfo y corresponden a restos de materia orgánica. Ocasionalmente se han observado también inclusiones de dolomita y HMC.



**Fig. 3.4.3.7.** **A.** Mosaico xenotópico de calcita con abundantes inclusiones desarrollados en un coral masivo. La distancia entre las barras de la escala (en el ángulo superior derecho de la imagen) es de 0.5 mm. **B.** Detalle de la fotografía anterior en el que se observa la mayor abundancia relativa de inclusiones en el interior de los mosaicos xenotópicos de calcita (MX) que en el cemento de calcita adyacente (CC).

En la parte de la unidad más próxima al techo estos mosaicos tienen una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{99.7}\text{Sr}_{0.19}\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{0.01}\text{Mn}_{0.06})(\text{CO}_3)_{100}$ . En el resto de la unidad su composición elemental media es:  $(\text{Ca}_{98.3}\text{Sr}_{0.047}\text{Mg}_{1.5}\text{Fe}_{0.04}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$  y su composición isotópica es de +0.01 y +1.16 ‰ en C y de -2.68 y -1.60 ‰ en O, respectivamente (Figs. 3.4.3.2B; 3.4.3.A). En este sentido llaman la atención los contenidos más bajos en Sr y Mg de los mosaicos de la parte superior de la unidad frente a los de los mosaicos desarrollados en el resto de la unidad.

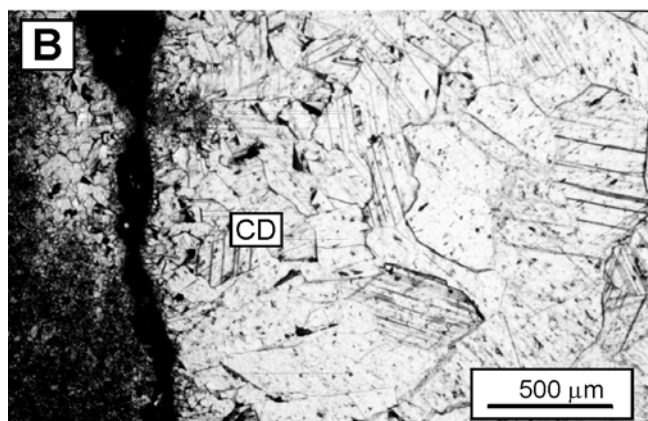
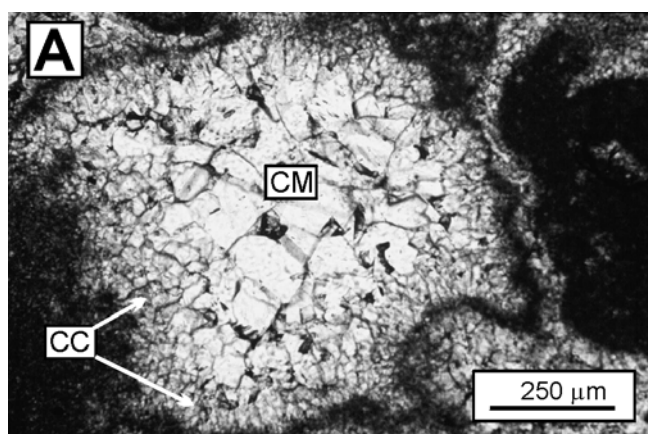
En los serpúlidos estos mosaicos están formados por un mosaico xenotópico de cristales de calcita no ferrosa y LM que presentan un tamaño de entre 10 y 40  $\mu\text{m}$ .

#### **III.4.3.A.2.b. Cemento isopaco de calcita columnar**

La calcita columnar se ha observado como primera generación de cemento en la porosidad primaria (intragranular y, sobre todo, *growth-framework*), a veces tras la micrita peloidal o sedimento micrítico y secundaria (móldica, fundamentalmente y en ocasiones de tipo *vug*). Este cemento puede rellenar por completo las cavidades menores de hasta 500-700  $\mu\text{m}$  de espesor, aunque generalmente se observa en forma de franjas isopacas formadas por cristales columnares de calcita no ferrosa que pueden llegar a tener hasta 400-500  $\mu\text{m}$  de espesor (aunque lo más frecuente es que no superen las 200  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 3.4.3.8A). Este cemento de calcita columnar suele estar poco desarrollado en la parte superior de la unidad.

Cuando se observa con luz transmitida puede presentar una tonalidad marrón-amarillenta que sólo es evidente en las láminas delgadas de mayor espesor (250  $\mu\text{m}$ ) y que algunos autores han relacionado con la existencia de inclusiones de materia orgánica en el interior de los cristales (Lindholm, 1974; Scotchman, 1991). Respecto a su luminiscencia, puede ser NL, aunque también es frecuente que presente una luminiscencia de color morado muy oscuro (Fig. 3.4.3.9A; B). Esporádicamente se han observado en su interior inclusiones, que al ser siempre menores a 5  $\mu\text{m}$  no han podido ser analizadas adecuadamente.

Cuando este cemento es adyacente a los mosaicos xenotópicos de calcita desarrollados sobre el esqueleto de los corales resulta muy difícil discriminar qué cristales pertenecen a una u otra fase ya que, como ocurría en los sectores previamente estudiados, parte de un mismo cristal puede estar rellenando la porosidad primaria y parte puede contener inclusiones y estar ocupando la posición del esqueleto del coral original.



**Fig. 3.4.3.8.** **A.** Cemento isopaco de calcita columnar (CC) relleno la porosidad primaria de un coral. La porosidad está posteriormente cementada por calcita en mosaico (CM). **B.** Cemento en mosaico drúsico (CD) de calcita no ferrosa relleno la porosidad móldica de un coral faceloide.

La composición elemental media del cemento columnar, en la parte superior de la unidad, es:  $(\text{Ca}_{98.6}\text{Sr}_{0.01}\text{Mg}_{1.3}\text{Fe}_{0.04}\text{Mn}_{0.004})(\text{CO}_3)_{100}$ . En el resto de la unidad es:  $(\text{Ca}_{98.3}\text{Sr}_{0.018}\text{Mg}_{1.6}\text{Fe}_{0.038}\text{Mn}_{0.016})(\text{CO}_3)_{100}$ , pudiendo llegar a contener hasta 3.8 moles% de  $\text{MgCO}_3$  y 0.18 moles% de  $\text{SrCO}_3$ . Su composición isotópica de +2.05 a -1.24 ‰ en C y de -1.16 a -3.80 ‰ en O (Figs. 3.4.3.2B; 3.4.3.3A), siendo los valores isotópicos de C algo más ligeros en las muestras de la parte media-superior de la unidad (Fig. 3.4.3.3B).

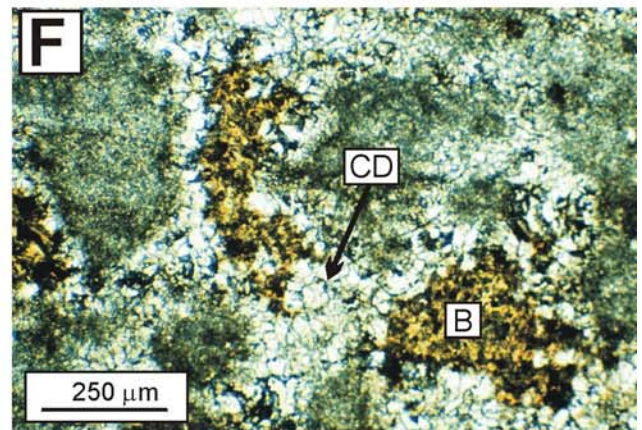
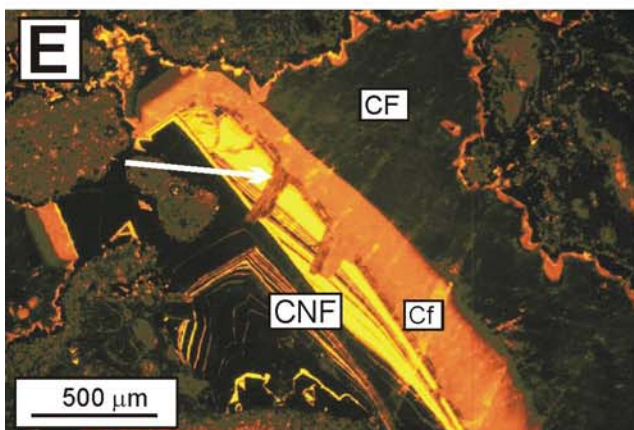
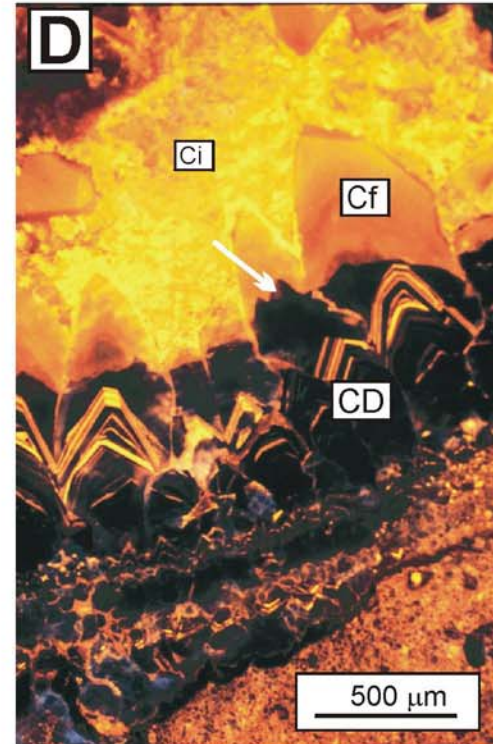
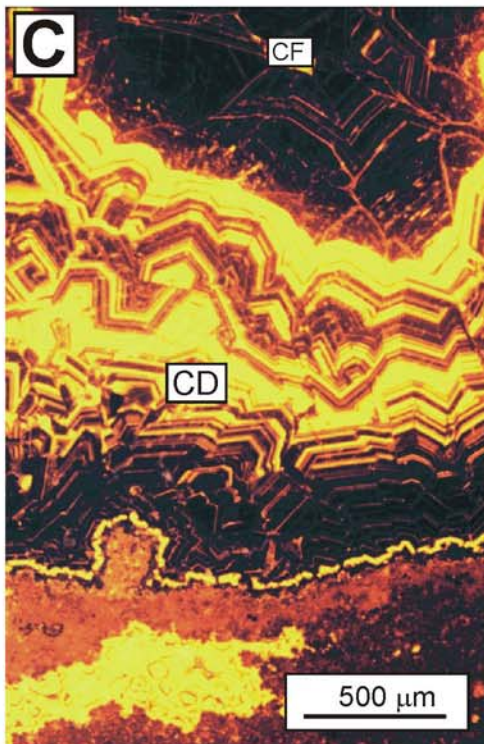
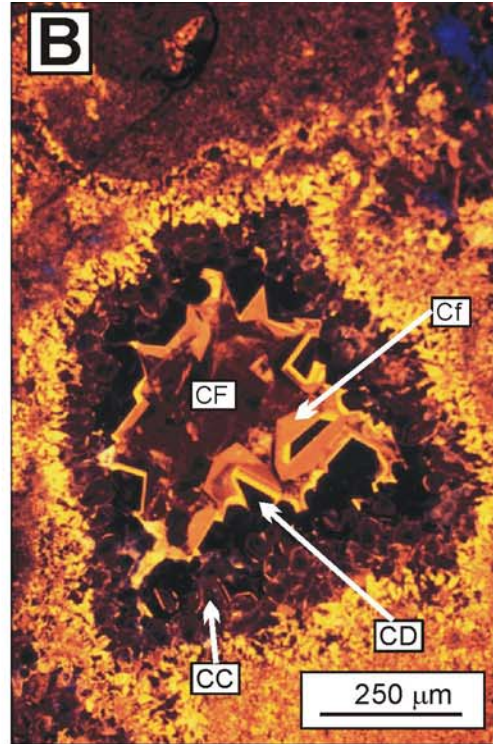
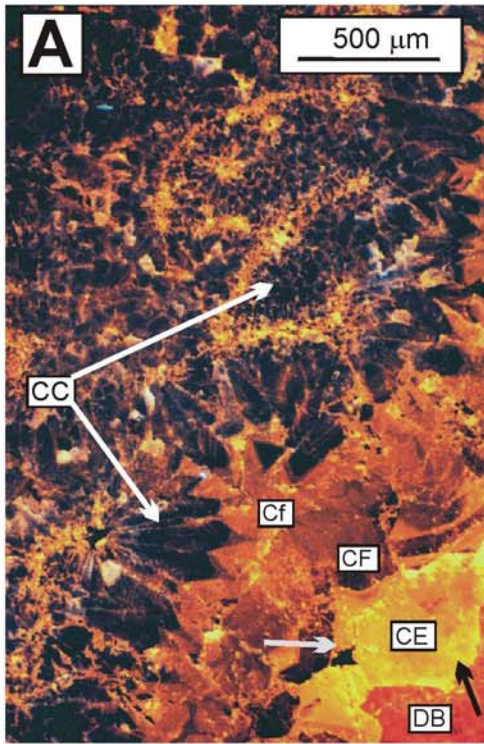
### **III.4.3.A.2.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico**

El cemento de calcita en mosaico drúsico es muy común en la parte superior próxima al techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. En el resto de la unidad, y progresivamente en las zonas más alejadas del techo, es muy escaso e incluso en alguna de las columnas estratigráficas, como en la del Camino a Barruelo, puede estar ausente.

Este cemento se ha observado relleno generalmente la porosidad móldica de los corales y, menos frecuentemente, la porosidad primaria intragranular, intergranular y *growth-framework*. En la parte próxima al techo también se ha observado en cavidades de tipo *vug*, aunque en ninguno de los casos suele ocluir por completo la porosidad (Fig. 3.4.3.8B). Presenta un espesor variable de entre 50 y 1000 μm, si bien, en las zonas más cercanas al techo es donde presenta un mayor espesor.

**Fig. 3.4.3.9.** **A.** Fotografía realizada con CL en la que se observa el cemento de calcita columnar, NL, (CC) relleno completamente la porosidad *growth-framework* de un coral y cementando parcialmente su porosidad móldica. La calcita columnar va seguida de cemento de calcita algo ferrosa y LM anaranjada (Cf), calcita ferrosa LM oscura (CF), calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE) y dolomita barroca poco ferrosa que presenta una luminiscencia roja (DB). Obsérvese como el contacto entre la calcita ferrosa y la no ferrosa equicristalina y entre ésta y la dolomita barroca corresponde a una superficie de corrosión (flecha gris y negra, respectivamente). **B.** Fotografía realizada con CL de la misma cavidad que la de la Fig. 3.4.3.8A (rotada 90°). Esta cavidad está cementada en primer lugar por una franja fina e isopaca de calcita fibrosa y LB amarillenta. Esta generación va seguida del cemento de calcita columnar de luminiscencia morada oscura (CC), cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico NL-LB (CD) y calcita algo ferrosa y LM anaranjada (Cf). La cavidad se cementa por completo con una generación de calcita ferrosa y LM oscura (CF). **C.** Fotografía realizada con CL de la misma cavidad móldica que la de la Fig. 3.4.3.8B (rotada 90°). En este caso la porosidad está cementada en primer lugar por un mosaico drúsico de calcita no ferrosa que presenta un zonado LB-NL-LB (CD). Tras esta generación precipita un cemento de calcita ferrosa de LM oscura (CF). **D.** Fotografía realizada con CL de una cavidad de disolución cementada en primer lugar por un cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa y NL-LB-NL (CD). Tras una superficie de corrosión (flecha blanca) precipita una generación de calcita algo ferrosa y LM anaranjada (Cf), que va seguida de un mosaico de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y luminiscencia heterogénea LB/LM (Ci). **E.** Fotografía realizada con CL de un cemento de calcita sintaxial formado por una primera generación de calcita no ferrosa y NL-LB seguida, tras una superficie de corrosión (flecha), por calcita algo ferrosa y LM anaranjada (Cf) y calcita ferrosa LM oscura (CF). **F.** Fotografía realizada con luz transmitida de una muestra de la parte superior de la unidad arrecifal en la que se observa la porosidad de tipo *vug* cementada en primer lugar por calcita no ferrosa en mosaico drúsico (CD) y posteriormente rellena de bertierina (B).





Con CL se observa una zonación en los cristales que forman este cemento que, tanto en la porosidad primaria como secundaria, nos ha permitido discriminar una única generación. Esta generación comienza con una banda ancha NL (en alguna ocasión con un zonado oscilatorio fino NL-LB-NL) seguida de un zonado oscilatorio LB-NL-LB o una franja LB amarillenta (Fig. 3.4.3.9C). Solamente en la parte superior de la unidad cerca del techo se han podido observar dos generaciones, cada una de ellas NL-LB, la última de las cuales puede finalizar con una superficie de corrosión (Fig. 3.4.3.9D).

Este cemento en mosaico drúsico corresponde a la primera generación que rellena la porosidad de tipo *vug*, y también puede ser la primera generación en algunas cavidades móldicas y primarias (Fig. 3.4.3.9C). En otras ocasiones, esta generación de cemento crece de manera epitaxial sobre el cemento de calcita columnar descrito en el apartado anterior (Fig. 3.4.3.9B). En este caso, la diferenciación entre las dos generaciones de cemento ha sido posible únicamente con C, ya que, con luz transmitida, el límite entre las dos generaciones resulta indistinguible (Fig. 3.4.3.8A).

La composición elemental del cemento en mosaico drúsico se correlaciona con la luminiscencia que presenta (Fig. 3.3.4.2B). La composición elemental media de las bandas NL es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_{0.001}\text{Mg}_{0.27}\text{Fe}_{0.047}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$  y la de la bandas LB es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_{0.001}\text{Mg}_{0.16}\text{Fe}_{0.1}\text{Mn}_{0.09})(\text{CO}_3)_{100}$ . En la zonas NL llaman la atención los bajos contenidos en Sr, Mn y Fe. El contenido en Mg es generalmente bajo aunque puede llegar a ser de hasta 1.68 moles% en las zonas en las que este cemento en mosaico está en contacto con el cemento previo de calcita columnar. En las zonas LB la característica más distintiva es el mayor contenido en Fe y sobre todo en Mn respecto a las zonas NL. No se han encontrado variaciones composicionales relacionadas con la proximidad de la muestra al techo de la unidad arrecifal.

La composición isotópica del cemento en mosaico drúsico varía entre  $-5.26$  y  $-8.82$  ‰ en C y entre  $-2.76$  y  $-4.14$  ‰ en O. En este sentido conviene señalar que los valores más ligeros en C y algo más pesados en O corresponden al cemento en mosaico precipitado en la parte superior, próxima al techo, de la unidad (Fig. 3.4.3.3A; B).

#### **III.4.3.A.2.d. Cemento de calcita sintaxial**

Este cemento, desarrollado alrededor de los fragmentos de equinodermos, es escaso en este sector. Está formado, al menos su primera fase de crecimiento, por calcita no ferrosa y NL o con un

zonado NL-LB, que generalmente presenta un espesor inferior a las 200  $\mu\text{m}$ . En ocasiones tras esta generación NL-LB, pueden precipitar, de forma sintaxial, calcita algo ferrosa y ferrosa posteriormente. En la parte superior de la unidad arrecifal el límite entre la generación no ferrosa, y NL-LB y la ferrosa LM corresponde a una superficie de corrosión (Fig. 3.4.3.9E). El cemento sintaxial no se ha podido analizar isotópicamente debido a su pequeño espesor y su morfología irregular. En su lugar, hemos analizado isotópicamente un fragmento de equinodermo, ya que éstos suelen neomorfizarse enseguida cuando son afectadas por las aguas meteóricas, y, por tanto, suelen conservar la composición isotópica derivada de esas aguas (Dr. Kyger Lohmann, comunicación personal). La composición isotópica de la placa de equinodermo analizada es de  $-5.47$  ‰ en C y de  $-3.28$  ‰ en O, composición muy similar a la del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (Fig. 3.4.3.3A).

#### **III.4.3.A.2.e. Bertierina**

La bertierina, (clorita de espaciado a 7 Å caracterizada con RX) se ha observado, exclusiva y esporádicamente, en la parte superior de la unidad arrecifal, muy cerca del techo, rellenando las cavidades móldicas y sobre todo de tipo *vug* tras el cemento en mosaico de calcita no ferrosa, NL-LB, descrita en el apartado anterior. Este mineral se ha observado en forma de agregados de cristales de tamaño arcilla de color verde, tanto con nícoles paralelos como cruzados, y es NL (Fig. 3.4.3.9F).

### **III.4.3.A.3. Fases diagenéticas tardías**

#### **III.4.3.A.3.a. Cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada**

Este cemento se ha observado rellenando la porosidad primaria y secundaria tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico, cuando está presente, o más frecuentemente tras el cemento de calcita columnar.

Con luz transmitida corresponde a un mosaico de calcita que generalmente es indistinguible de las generaciones sobre las que suele crecer de forma epitaxial. Solamente se puede distinguir esta generación en las láminas delgadas gruesas donde en ocasiones presenta un color marrón-amarillento (que va desapareciendo progresivamente en el sentido del crecimiento de los cristales), con la tinción (ya que en el sentido de su crecimiento se va haciendo progresivamente más ferrosa), y sobre todo con CL (Figs. 3.4.3.8A; 3.4.3.9B). Con CL este cemento de calcita algo ferrosa es LM anaranjado, puede o no estar zonado internamente, y suele presentar



terminaciones escalenohédricas (Figs. 3.4.3.9A; B; D; E; 3.4.3.11A). El límite con la generación previa, bien sea la calcita columnar o la calcita no ferrosa en mosaico drúsico, suele ser concordante. En la parte superior de la unidad, cerca del techo, suele precipitar sobre la calcita no ferrosa en mosaico y el cemento sintaxial, tras una superficie de corrosión (Fig. 3.4.3.9D; E). Esta generación de calcita algo ferrosa puede ocluir por completo las cavidades menores de 1 mm de diámetro, aunque generalmente presenta espesores inferiores a 500-600  $\mu\text{m}$  de diámetro.

Ocasionalmente se han podido observar en su interior algunas inclusiones de anquerita de diámetro inferior a 10  $\mu\text{m}$ .

La composición elemental media de este cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada es:  $(\text{Ca}_{98.8}\text{Sr}_{0.013}\text{Mg}_{0.75}\text{Fe}_{0.34}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$ . Sus características más significativas son el contenido apreciable en Sr (que puede ser de hasta 0.098 moles%), el bajo contenido en Mn y los contenidos medios relativamente altos en Fe y, sobre todo en Mg, cuyos valores (que varían entre 0.02-1.04 y 0.03-1.9 moles%, respectivamente) (Fig. 3.4.3.2B) suelen ir aumentando progresivamente a lo largo del crecimiento del cristal. Por otro lado también es significativo el hecho de que en la parte superior de la unidad arrecifal, próxima al techo, el contenido medio en Mg de esta calcita (de 0.42 moles%) es menor que en el resto de la unidad, que es de 0.77 moles%. La composición isotópica de este cemento varía entre +2.31 y -4.77 ‰ en C y entre -3.68 y -5.97 ‰ en O, correspondiendo el valor más negativo en C a una muestra recogida en la parte superior, muy próxima al techo, de la unidad arrecifal (Fig. 3.4.3.3).

La composición media de las inclusiones de anquerita que contiene este cemento es:  $(\text{Ca}_{55.2}\text{Mg}_{36.7}\text{Fe}_{7.88}\text{Mn}_{0.1}\text{Sr}_{0.014})(\text{CO}_3)_{100}$ , siendo la relación Mg/Ca media de 0.67.

### ***III.4.3.A.3.b. Cemento en mosaico de calcita ferrosa y LM oscura***

Este cemento se ha observado en la porosidad primaria y secundaria tras el cemento de calcita algo ferrosa y LM anaranjada descrito en el apartado anterior, generalmente, aunque en ocasiones se ha observado directamente tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico NL-LB, desarrollado en la parte superior de la unidad (Figs. 3.4.3.9A; B; C; E; 3.4.3.11A). Con luz transmitida corresponde a un mosaico de calcita que suele ser indistinguible de las generaciones sobre las que crece, generalmente, de forma epitaxial (Figs. 3.4.3.8A; 3.4.3.10A). En las láminas delgadas gruesas, y cuando se desarrolla sobre la generación LM anaranjada descrita

previamente, este cemento ferroso se puede distinguir porque con luz transmitida no presenta una tonalidad marrón-amarillenta, y porque suele tener una mayor abundancia de inclusiones que la generación previa.

Esta calcita ferrosa se tiñe de color púrpura y presenta una LM marrón oscura comúnmente no zonada. Sin embargo, debido a la gran cantidad de inclusiones que contiene, puede presentar un punteado LB que hace que en conjunto la luminiscencia de esta generación pueda ser LM más heterogénea y anaranjada-amarillenta. La calcita ferrosa puede ocluir por completo las cavidades menores de 1 mm. Cuando no rellena por completo la porosidad presenta espesores inferiores a 700  $\mu\text{m}$  de diámetro y terminaciones escalenohédricas (Figs. 3.4.3.9A; B; C; E; 3.4.3.11A).

Cuando este cemento de calcita ferrosa crece directamente sobre el cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa y NL-LB, el límite (observado exclusivamente con CL) es muy neto. Cuando crece sobre la generación de calcita en mosaico algo ferrosa y LM anaranjada, el límite entre ambas generaciones puede ser neto o gradual.

Esta generación de calcita ferrosa contiene abundantes inclusiones de distinta naturaleza:

-Inclusiones fluidas bifásicas de densidad homogénea cuyas temperaturas de homogeneización (Ths), medidas en las zonas finales del crecimiento de este cemento, varían entre 128 y 142° C (n=9). Las temperaturas de la última fusión tanto de la hidrohalita como del hielo (Tmice) varían entre -10.9 y -13.8° C (n=8), valores que equivalen a salinidades de entre 14.8 y 17.6% en peso equivalente de NaCl (Goldstein y Reynolds, 1994). Estas inclusiones fluidas son primarias a la precipitación original del cemento o a un evento posterior que implicó precipitación de cierta cantidad de mineral.

-Inclusiones de anquerita generalmente de morfología euhédrica y diámetros menores a 10-20  $\mu\text{m}$  (Figs. 3.4.3.10C; D; 3.4.3.11B). Estas inclusiones se encuentran de forma aislada en el interior del cemento de calcita ferrosa o a favor de las líneas de exfoliación de la calcita. También es común que se dispongan a lo largo de alineaciones de inclusiones, de hasta varios cientos de  $\mu\text{m}$  de espesor y algunos milímetros de longitud, que cortan a los cristales de calcita. En cualquier caso estas inclusiones son mucho más abundantes y de mayor tamaño en las zonas en las que la calcita ferrosa se pone en contacto con el cemento de anquerita posterior (donde pueden llegar a tener hasta 100-200  $\mu\text{m}$ ) (Fig.3.4.3.10C), aunque también se han observado de forma

abundante en las cavidades en las que el cemento de calcita ferrosa rellena por completo la porosidad.

-Inclusiones de caolín. En ocasiones la calcita ferrosa presenta abundantes inclusiones de agregados vermiculares de caolín que muestra una luminiscencia azul y que suelen tener los bordes corroídos (Fig. 3.4.3.10B).

La composición elemental media de la calcita ferrosa es:  $(\text{Ca}_{98.09}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_1\text{Fe}_{0.8}\text{Mn}_{0.029})(\text{CO}_3)_{100}$ . Sus características más significativas son el contenido apreciable en Sr (que puede ser de hasta 0.2 moles%), el bajo contenido en Mn y los altos contenidos en Fe y en Mg, cuyos valores varían entre 0.2-2.99 y 0.07-2.2 moles%, respectivamente (Fig. 3.4.3.2B). En este caso no se ha observado una tendencia clara en cuanto al contenido en Fe y Mg a lo largo del crecimiento de los cristales, ya que el aumento o disminución de estos elementos se produce en determinadas bandas de crecimiento que pueden estar al comienzo o al final de esta generación. La composición isotópica del cemento de calcita ferrosa en las zonas de contacto con la generación previa de calcita algo ferrosa y LM anaranjada varía entre +1.93 y -2.85 ‰ en C y entre -5.81 y -6.98 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A). Progresivamente, durante su crecimiento, la calcita ferrosa tiene una composición isotópica de entre +1.16 y -4.44 ‰ en C y de entre -6.91 y -8.39 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A). En este sentido conviene señalar que los valores isotópicos más ligeros en C se han obtenido en las calcitas ferrosas

precipitadas en la parte superior de la unidad arrecifal (Fig. 3.4.3.3B).

Las inclusiones de anquerita que presenta este cemento de calcita tienen una composición elemental media de:  $(\text{Ca}_{51.6}\text{Mg}_{37.7}\text{Fe}_{10.57}\text{Mn}_{0.09}\text{Sr}_{0.018})(\text{CO}_3)_{100}$  y una relación Mg/Ca media de 0.73 (Fig. 3.4.3.2B). La composición isotópica de estas inclusiones (analizada tras la disolución de la calcita que las engloba) es de +1.06 a -1.16 ‰ en C y de -5.98 a -6.23 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A).

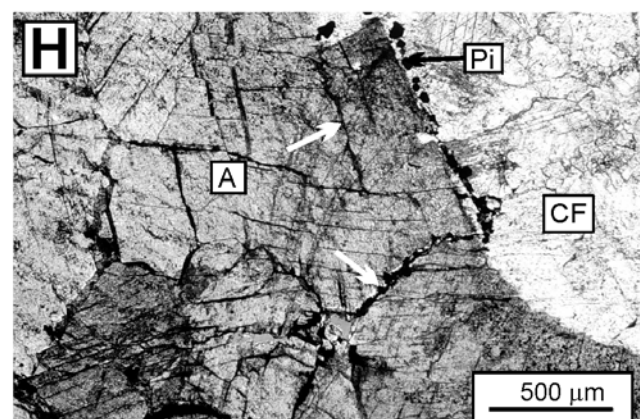
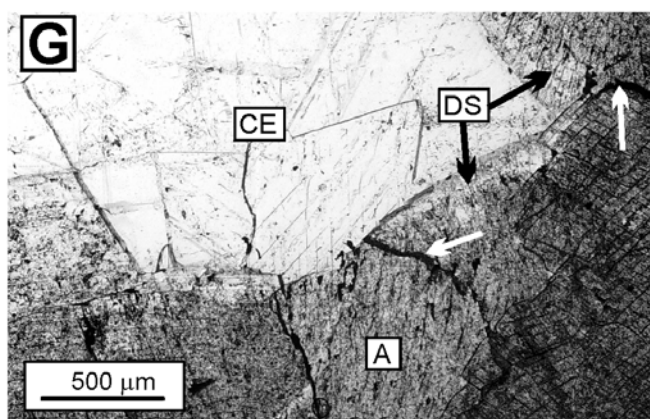
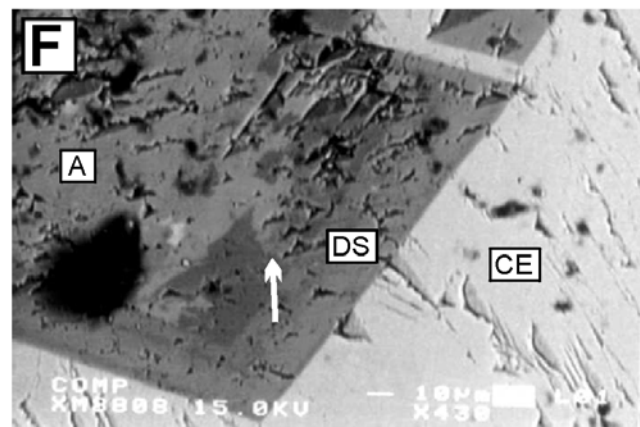
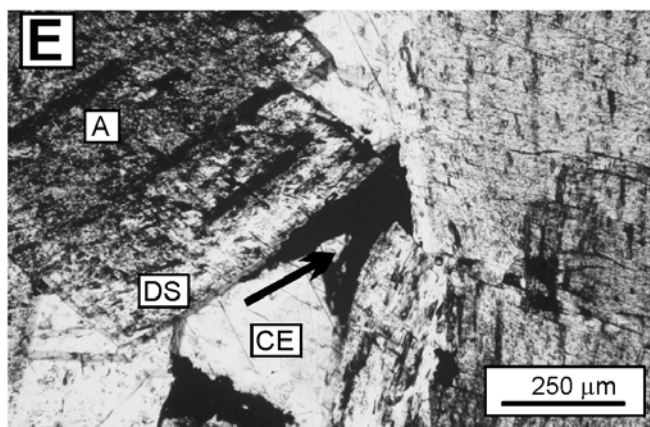
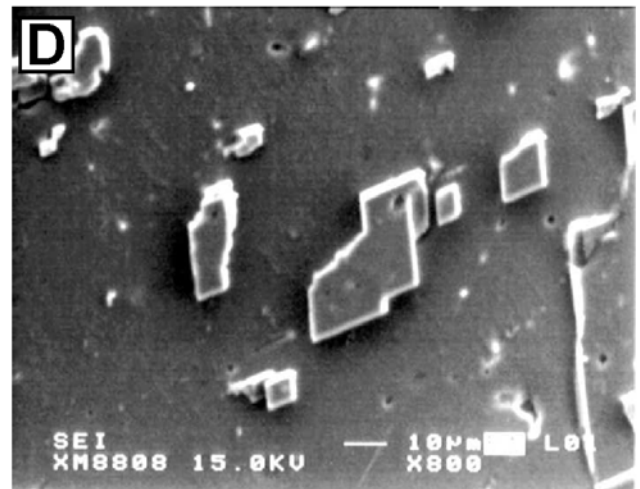
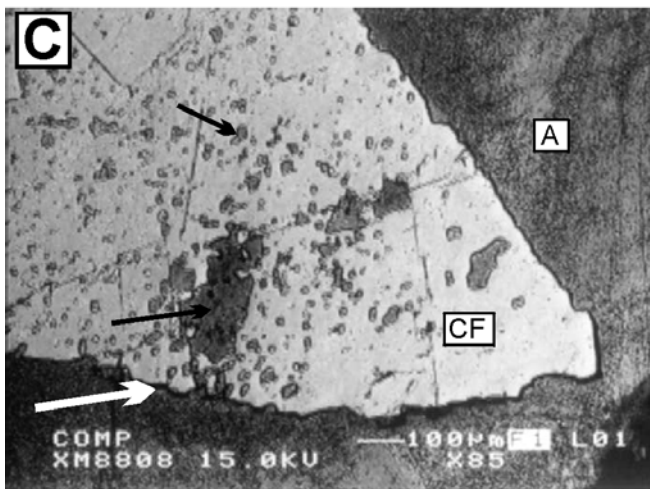
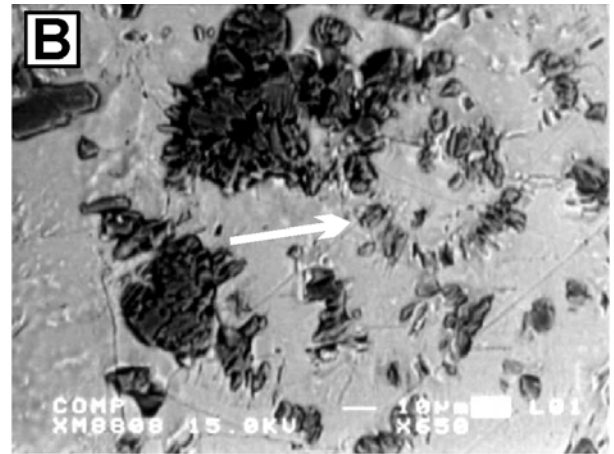
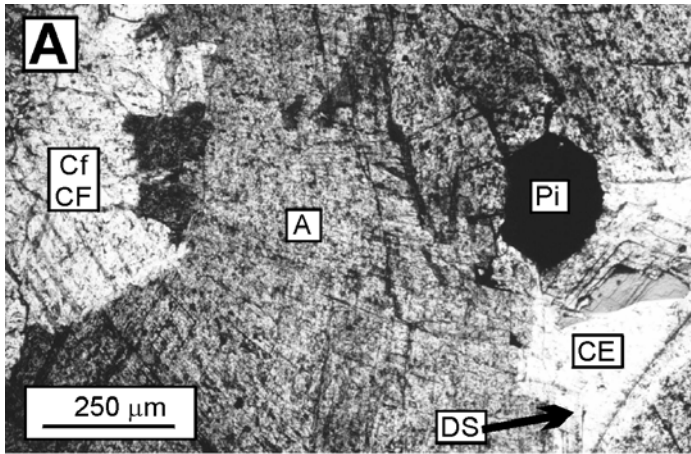
### III.4.3.A.3.c. Cemento de anquerita barroca

En este sector el cemento de anquerita es muy abundante y tiene color blanco en muestra de mano y gris o marrón al microscopio de luz transmitida. Se encuentra rellenando la mayor parte de las cavidades mayores de 2-3 mm y los cristales pueden llegar a tener un espesor de hasta 6-7 mm. Ocasionalmente se ha observado anquerita remplazando a la matriz micrítica de la roca, a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos y a los cementos en mosaico de calcita algo ferrosa y ferrosa descritos en los dos apartados previos.

En cualquiera de los casos presenta un hábito barroco o *saddle*, es NL, se tiñe de color azul y se encuentra tras la calcita ferrosa descrita anteriormente que, en la zona de contacto con la anquerita, se encuentra corroída (Figs. 3.4.3.10C; 3.4.3.11A).

**Fig. 3.4.3.10. A.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa una cavidad de disolución cementada, sucesivamente, por calcita algo ferrosa y ferrosa (Cf y CF), anquerita (A), dolomita sintaxial (DS), pirita (Pi) y calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE). **B.** Imagen obtenida con el MEB en la que se observan las inclusiones de caolín, que presentan los bordes de los cristales corroídos (flecha), en el interior de un cristal de calcita ferrosa. **C.** Imagen obtenida con el MEB de un cristal de calcita ferrosa (CF) que contiene abundantes inclusiones de anquerita (flechas negras), que son de mayor tamaño en la zona de contacto con el cemento de anquerita barroca (A). Obsérvese que el límite entre la calcita ferrosa y la anquerita corresponde a una superficie de corrosión (flecha blanca). **D.** Detalle de algunas de las inclusiones de anquerita, de morfología euhédrica, que se encuentran en el interior de la calcita ferrosa. **E.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa un cemento de anquerita barroca (A), de color oscuro, sobre el que crece un cemento sintaxial de dolomita (DS) de aspecto más claro. Tras el cemento sintaxial se observa un cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE) e hidrocarburos sólidos de color negro (flecha). **F.** Imagen obtenida con el MEB en la que se observa un cristal de anquerita (A) sobre el que se precipita, tras una superficie de corrosión (flecha), un cemento de dolomita sintaxial (DS). Tras la dolomita se encuentra el cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE). **G.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa una cavidad cementada por anquerita barroca, de color oscuro, (A) sobre la que se desarrolla el cemento de dolomita sintaxial (DS). En el cemento de anquerita se pueden observar algunas cavidades de disolución alargadas e irregulares de color negro (flechas blancas). Tras el cemento de dolomita sintaxial precipita calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE). **H.** Cemento de anquerita barroca de color oscuro (A), con abundantes cavidades irregulares de tipo canal de color negro (flechas blancas) que finalizan en el contacto entre la anquerita y el cemento previo de calcita ferrosa (CF), donde además precipitan cristales de pirita de secciones hexagonales (Pi).





En algunas muestras la anquerita está alterada y remplazada por calcita no ferrosa, con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, y LM-LB heterogénea y color anaranjado en muestra de mano.

El cemento de anquerita contiene abundantes inclusiones de distinta naturaleza:

-Inclusiones fluidas. Este tipo de inclusiones son muy abundantes aunque en las primeras fases de crecimiento de la anquerita, y debido su opacidad, no han podido ser estudiadas. En las últimas zonas de crecimiento, donde la anquerita tiene mayor transparencia, se ha podido medir la Th y Tmice de algunas inclusiones fluidas bifásicas primarias. Las Th varían entre 139.5 y 157° C (n=10) y las Tmice varían entre -9.7 y -11.9° C que equivalen a unas salinidades de entre 13.6 y 15 9% en peso equivalente de NaCl (Goldstein y Reynolds, 1994).

-Inclusiones de calcita ferrosa (en las zonas de contacto entre el cemento de anquerita y el de calcita ferrosa previa) que presentan los bordes corroídos.

-Inclusiones de caolín. En algunas muestras, en las que también el cemento de calcita ferrosa previa contenía estas inclusiones, el cemento de anquerita contiene inclusiones de agregados vermiculares de caolín que suelen tener los bordes corroídos. En este caso y muy esporádicamente, se han observado algunos cristales de cuarzo con morfología hexagonal, de hasta 500 µm de diámetro (que también contienen abundantes inclusiones de caolín) entre la calcita ferrosa y la anquerita.

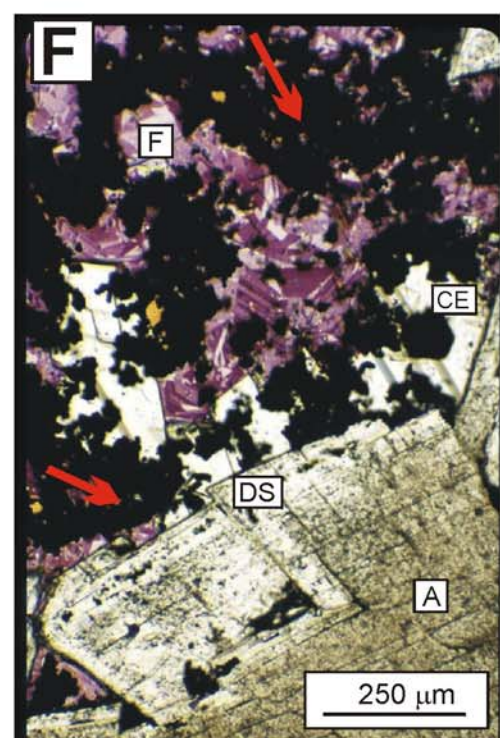
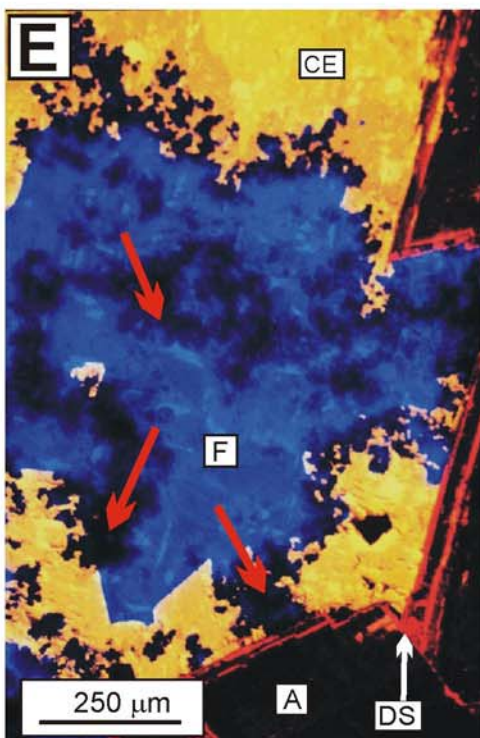
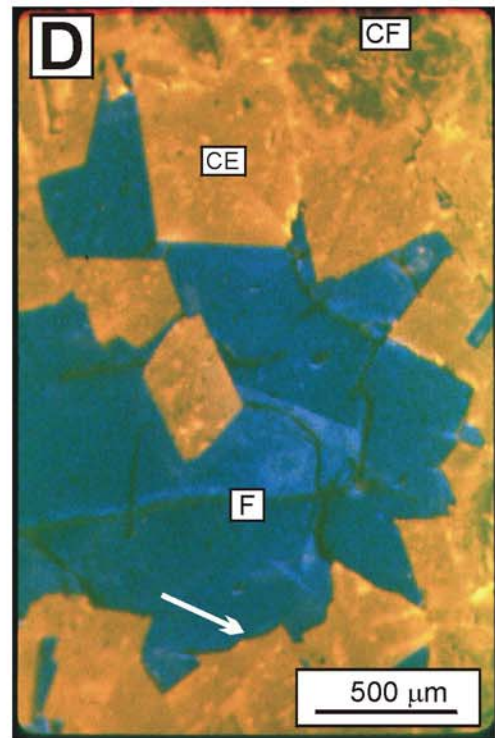
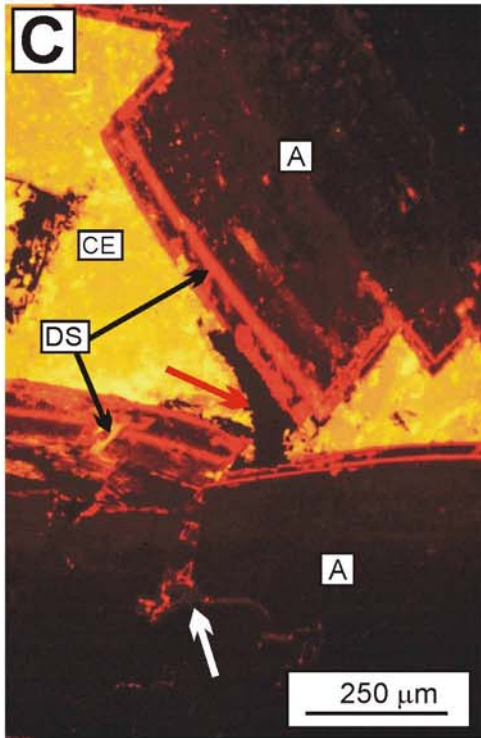
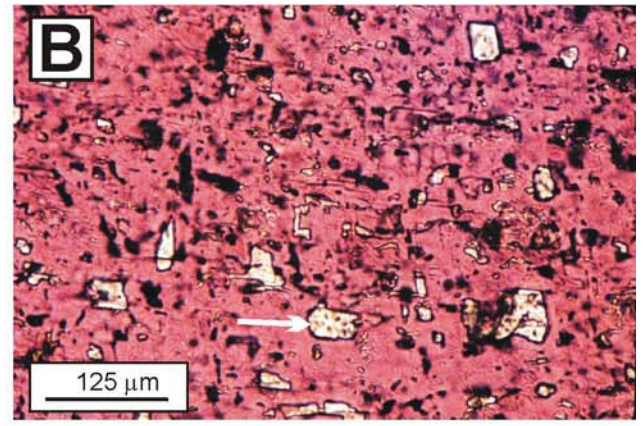
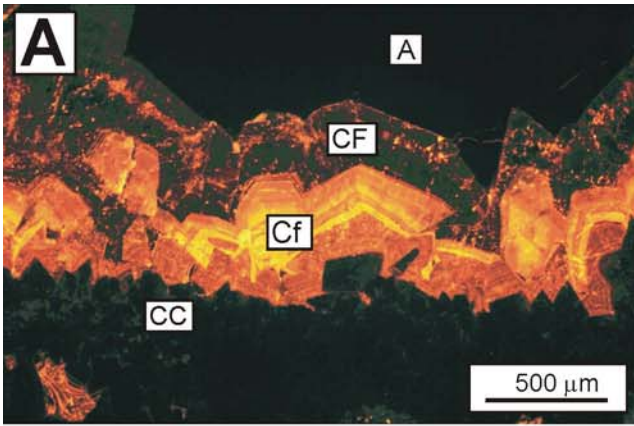
La composición elemental media de la anquerita, en las zonas no alteradas, es:  $(\text{Ca}_{53.1}\text{Mg}_{36.4}\text{Fe}_{10.4}\text{Sr}_{0.014}\text{Mn}_{0.07})(\text{CO}_3)_{100}$  y su relación Mg/Ca media es 0.69. Esta composición elemental es muy similar a la de las inclusiones de anquerita presentes en el cemento previo de calcita ferrosa (Fig. 3.4.3.2B). La composición isotópica del cemento de anquerita varía entre +2.14 a -3.74 ‰ en C y entre -4.61 y -6.38 ‰ en O, siendo los valores más negativos en C los obtenidos en las muestras de la parte superior de la unidad arrecifal próxima al techo (Fig. 3.4.3.3). Cuando ha sido posible se han realizado varios análisis isotópicos dentro de un mismo cristal desde su parte inicial a la final, aunque no se han observado variaciones significativas. Por otro lado, los valores isotópicos del cemento de anquerita son muy similares a los de las inclusiones de anquerita observadas en el cemento de calcita ferrosa. En concreto, los datos isotópicos obtenidos en el cemento de anquerita y en las inclusiones de anquerita de la calcita ferrosa de una misma muestra son prácticamente idénticos (ver el Anexo 2 de datos isotópicos).

#### III.4.3.A.3.d. Cemento sintaxial de dolomita

El cemento sintaxial de dolomita se ha observado creciendo sobre el cemento de anquerita y no suele superar las 300 µm de espesor. Con luz transmitida es transparente y con CL presenta una luminiscencia zonada roja-NL. El contacto entre este cemento sintaxial y el cemento de anquerita corresponde a una superficie de corrosión. Incluso se ha observado dolomita sintaxial tapizando las paredes de algunas

**Fig. 3.4.3.11. A.** Fotografía realizada con CL de una cavidad de disolución cementada sucesivamente por calcita columnar NL (CC), calcita algo ferrosa y LM anaranjada (Cf), calcita ferrosa y LM oscura (CF) y anquerita NL (A). **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observan abundantes inclusiones de anquerita no teñidas (flecha) en el interior de un cristal de calcita ferrosa teñida de color púrpura. **C.** Fotografía realizada con CL de la misma cavidad que la de la Fig. 3.4.3.10E (rotada 90°). El cemento de anquerita es NL (A). La dolomita sintaxial (DS) tiene luminiscencia zonada roja-NL y también precipita en las cavidades estrechas e irregulares de tipo canal que afectan a la anquerita (flecha blanca). Tras la dolomita sintaxial se observan hidrocarburos sólidos (flecha roja) y calcita no ferrosa en mosaico equicristalino de LM amarillo-anaranjada. **D.** Fotografía realizada con CL de una cavidad cementada en primer lugar por calcita ferrosa (CF) seguida de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE) y fluorita (F) que presenta luminiscencia azul. El contacto entre la calcita equicristalina y la fluorita puede corresponder a una superficie de corrosión (flecha). **E.** Fotografía realizada con CL en la que se observa: 1. Cemento de anquerita barroca NL (A). 2. Cemento sintaxial de dolomita (DS) de luminiscencia zonada roja-NL, que precipita sobre la anquerita tras una superficie de corrosión (flecha blanca). 3. Calcita no ferrosa en mosaico equicristalino de LM amarillo-anaranjada (CE). 4. Fluorita de luminiscencia azul (F). Tanto la calcita no ferrosa como la fluorita contienen abundantes inclusiones NL que están formadas por caolín vermicular, pirita e hidrocarburos sólidos (flechas rojas) (ver Fig. 3.4.3.12E; F). **F.** Fotografía realizada con luz transmitida de la misma cavidad la figura anterior (E), aunque desplazada ligeramente a la izquierda. Obsérvese la coloración violeta y el zonado artificial de la fluorita (F) tras haber sido bombardeada con electrones durante 3 a 4 minutos.





cavidades de disolución de tipo canal, estrechas, irregulares y de color oscuro, con luz transmitida, que afectan al cemento de anquerita (Figs. 3.4.3.10E; F; G; H 3.4.3.11C; E; F).

El cemento sintaxial de dolomita contiene abundantes inclusiones fluidas bifásicas y primarias que definen zonas de crecimiento. Las  $T_{hs}$  de estas inclusiones varían entre 155 y 176.5° C (n=7) y las  $T_{mice}$  varían entre -8.3 y -8.8° C (n=3), que equivalen a unas salinidades de entre 12 y 12.6 % en peso equivalente de NaCl (Goldstein y Reynolds, 1994).

La composición elemental media del cemento sintaxial de dolomita es:  $(Ca_{49.6}Mg_{48}Fe_{2.25}Sr_{0.03}Mn_{0.038})(CO_3)_{100}$  y su relación Mg/Ca media es 0.96. Estos valores contrastan con los del cemento de anquerita que tenía contenidos en Fe muy superiores (Fig. 3.4.3.2B). La composición isotópica del cemento sintaxial varía entre +1.1 y -0.56 ‰ en C y entre -4.95 y -5.65 ‰ en O, siendo estos valores similares o algo más ligeros que los del cemento de anquerita sobre el que se desarrolla (Fig. 3.4.3.3A).

#### ***III.4.3.A.3.e. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino***

Este cemento se encuentra generalmente tras el cemento de anquerita o tras el cemento sintaxial de dolomita (cuando está presente). En alguna ocasión se ha observado directamente sobre el cemento de calcita ferrosa en algunas cavidades en las que no hay cemento de anquerita. En este caso, el límite con la calcita ferrosa corresponde a una superficie de corrosión (Figs. 3.4.3.9A; 3.4.3.10A; E; F; G).

El cemento de calcita no ferrosa equicristalina está formado por cristales, de hasta varios milímetros de diámetro, de calcita no ferrosa y LM anaranjada, generalmente no zonada, y puede ocluir por completo la porosidad (Fig. 3.4.3.11C; D; E). En las zonas de contacto con el cemento de anquerita, o con el cemento sintaxial de dolomita, el cemento de calcita puede englobar agregados vermiculares de caolín, cristales de pirita (que tienen secciones hexagonales y diámetros de hasta 1 mm) y unas estructuras de morfología tabular (de longitud y anchura menores de 30 y 10  $\mu m$ , respectivamente) rellenas de hidrocarburos sólidos, que suelen encontrarse en forma de agregados y que probablemente corresponden a pseudomorfos de alguna fase mineral de morfología tabular (Figs. 3.4.3.10A; E; 3.4.3.11C; E; 3.4.3.12A-C). Estas estructuras tabulares, ahora rellenas de hidrocarburos, son más abundantes en el contacto del cemento de calcita con el de la anquerita y sobre todo, en el contacto de la calcita con la

fluorita (que suele corresponder a una superficie de corrosión muy irregular) (Fig. 3.4.3.12A; B).

En el cemento de calcita equicristalina se han podido observar dos tipos de planos con inclusiones fluidas, en ambos casos secundarias (atrapadas en microfracturas). El primer tipo de planos contiene inclusiones bifásicas de formas maduras y baja densidad. Las  $T_{hs}$  de esta población varían entre 142 y 147° C (n=11) y las  $T_{mice}$  varían entre -9.2 y -9.3° C (n=4), que equivalen a unas salinidades de alrededor del 13% en peso equivalente de NaCl (Goldstein y Reynolds, 1994). El otro tipo de planos contiene inclusiones de formas elongadas y a veces irregulares y en su mayoría son monofásicas (todo líquido). En este caso las  $T_{hs}$  varían de 74 a 120° C (n=11) y las  $T_{mice}$  entre -5.6 y -9.2° C (n=5), que equivalen a salinidades de entre 8.7 y 13% en peso equivalente de NaCl (Goldstein y Reynolds, 1994), siendo las inclusiones de mayor salinidad las que a su vez presentaban  $T_{hs}$  mayores.

La composición media elemental de la calcita no ferrosa en mosaico equicristalino es:  $(Ca_{99.2}Sr_{0.08}Mg_{0.55}Fe_{0.08}Mn_{0.02})(CO_3)_{100}$ . Sus características más destacables son el alto contenido relativo en Sr y Mg (de hasta 0.26 y 0.8 moles%, respectivamente) y los bajos contenidos en Fe y Mn (Fig. 3.4.3.2B). Su composición isotópica varía entre -0.87 y -2.32 ‰ en C y entre -6.60 y -6.69 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3).

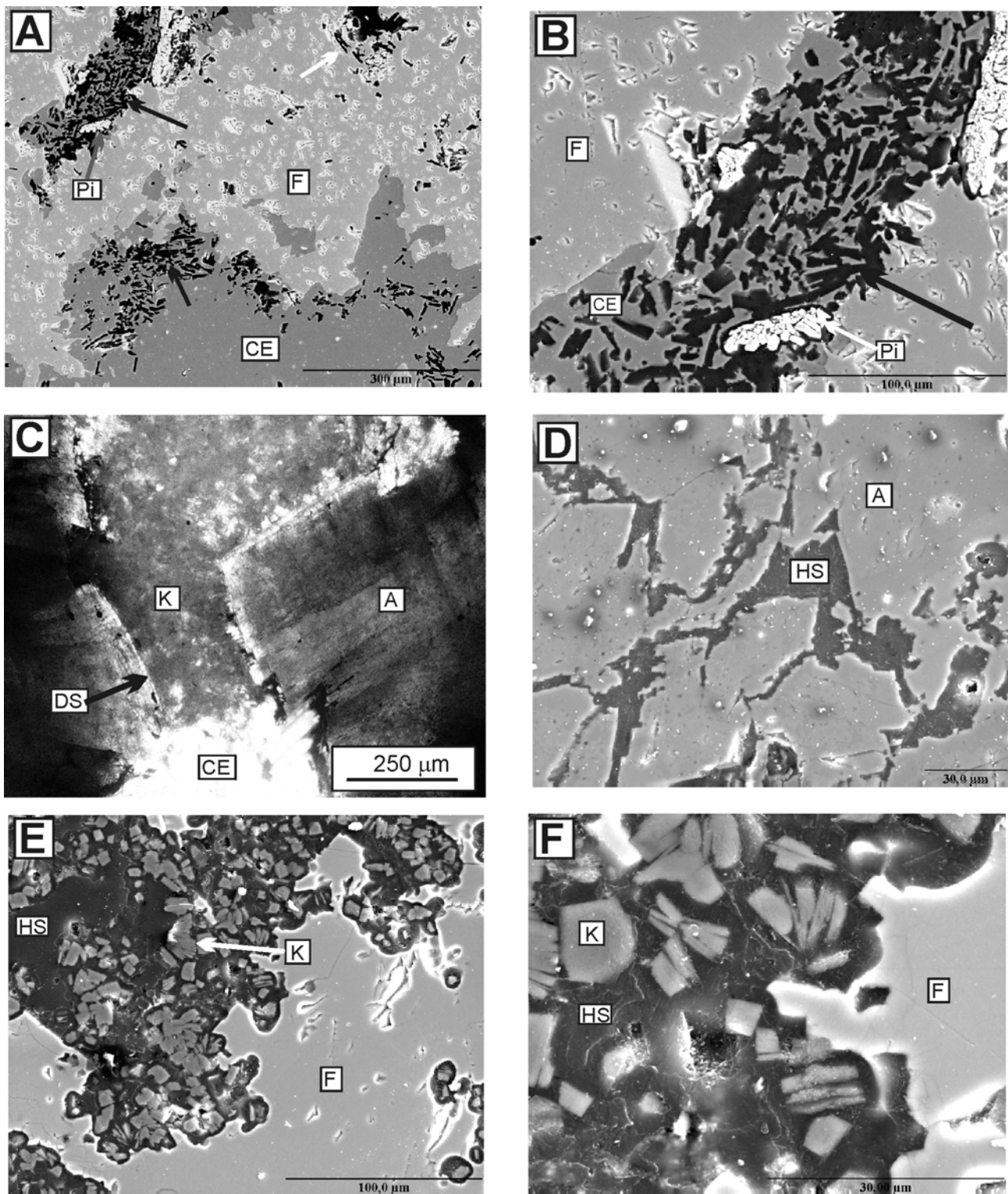
#### ***III.4.3.A.3.f. Hidrocarburos sólidos***

Los hidrocarburos sólidos no son solubles en acetona, tienen color negro en muestra de mano y también cuando se observan con el microscopio de luz transmitida, y son NL (Fig. 3.4.3.11C; E; F). En las imágenes realizadas en el modo BSE del MEB y de la microsonda electrónica presentan color negro y muestran muy altos contenidos en C, exclusivamente.

Estos hidrocarburos, comúnmente asociados a la fluorita, se han observado en el interior de las cavidades de disolución estrechas e irregulares de tipo canal que afectan al cemento de anquerita y que suelen estar tapizadas en primer lugar por cemento de dolomita sintaxial y están asociadas a abundantes cristales de pirita (Fig. 3.4.3.10G; H; 3.4.3.12D-F).

También es frecuente que se encuentren hidrocarburos sólidos en el interior de las estructuras de morfología externa tabular que están englobadas en el interior de los cristales de la calcita no ferrosa en mosaico equicristalino, descrita en el apartado anterior, y más escasamente en el interior de la fluorita (donde ésta se pone en contacto con las zonas





**Fig. 3.4.3.12.** **A.** Imagen obtenida con el MEB de una cavidad cementada por calcita no ferrosa equicristalina de color gris oscuro (CE) y fluorita (F) de color gris claro. El contacto entre ambas fases minerales corresponde a una superficie de corrosión. La calcita contiene inclusiones de piritita (Pi) y de hidrocarburos sólidos que presentan una morfología externa tabular (flechas negras). Estas inclusiones son más abundantes en las zonas de contacto entre la calcita y la fluorita. La fluorita también presenta inclusiones tabulares rellenas de hidrocarburos sólidos (flecha blanca), aunque en menor proporción que la calcita. **B.** Detalle de la imagen anterior en la que se observan las inclusiones de hidrocarburos sólidos, que presentan una morfología externa tabular (flecha negra), en el interior de la calcita equicristalina (CE). Las inclusiones de piritita (Pi) están a su vez rodeadas de hidrocarburos sólidos. **C.** Fotografía realizada con CL de una cavidad cementada sucesivamente por ankerita barroca (A), cemento sintaxial de dolomita (DS), caolín vermicular (K) y calcita no ferrosa equicristalina (CE). **D.** Imagen obtenida con el MEB de un cemento de ankerita (A) con porosidad de tipo canal rellena por hidrocarburos sólidos (HS). **E.** Imagen de detalle obtenida con el MEB de las inclusiones, de color negro, de la fluorita (F), fotografiada en la Fig. 3.4.3.11E; **F.** Estas inclusiones están formadas por cristales de caolín vermicular (K) que se encuentran rodeados de hidrocarburos sólidos (HS). **F.** Detalle de la imagen anterior.

en las que la calcita equicristalina contiene estas estructuras tabulares) (Fig. 3.4.3.12A; B).

Esporádicamente se han observado hidrocarburos sólidos de manera dispersa en la matriz micrítica de la roca, donde también suelen estar asociados a la presencia de fluorita.

Internamente tienen un aspecto amorfo y pueden englobar cristales de pirita hexagonales o de morfología irregular y agregados vermiculares de caolín (de luminiscencia azulada) (Fig. 3.4.3.12A; B; E; F).

### III.4.3.A.3.g. *Fluorita*

La fluorita, de luminiscencia azul intensa, rellena la porosidad tras el cemento de calcita no ferrosa equicristalina. También se ha observado en contacto con el cemento syntaxial de dolomita, el de anquerita y el de dolomita barroca poco ferrosa (que se describirá más adelante). El contacto entre la fluorita y la anquerita o el cemento syntaxial de dolomita suele ser recto. El límite de la fluorita con la calcita no ferrosa equicristalina puede ser recto o puede corresponder a una superficie de corrosión muy irregular (sobre todo en las zonas donde aparecen los hidrocarburos) (Fig. 3.4.11D-F).

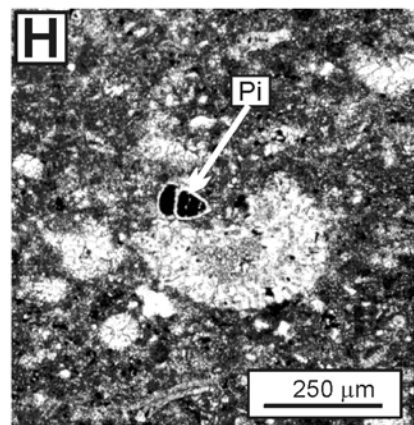
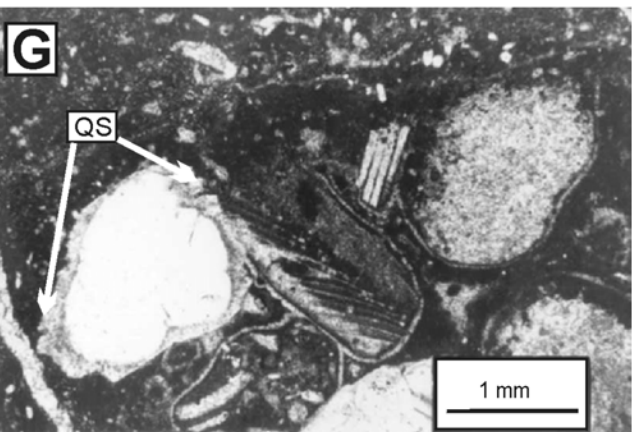
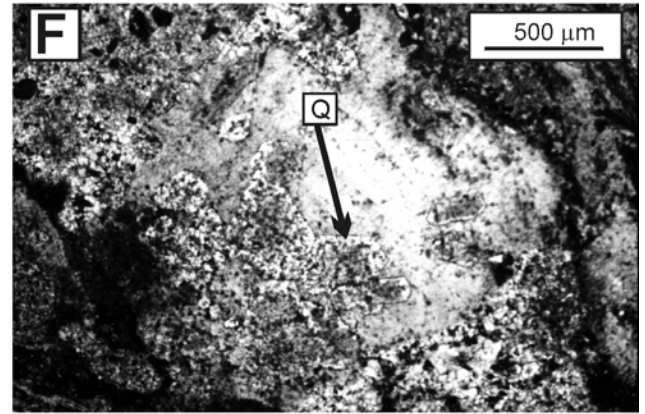
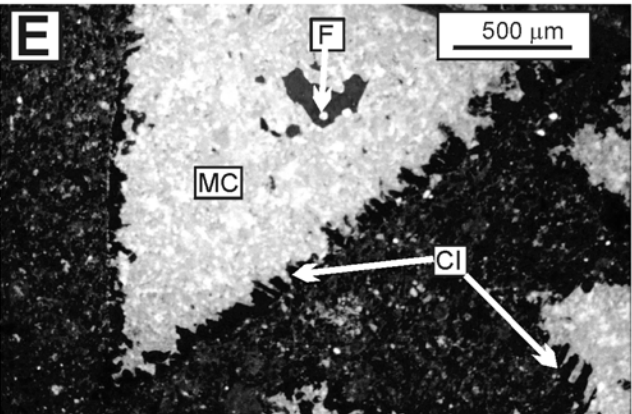
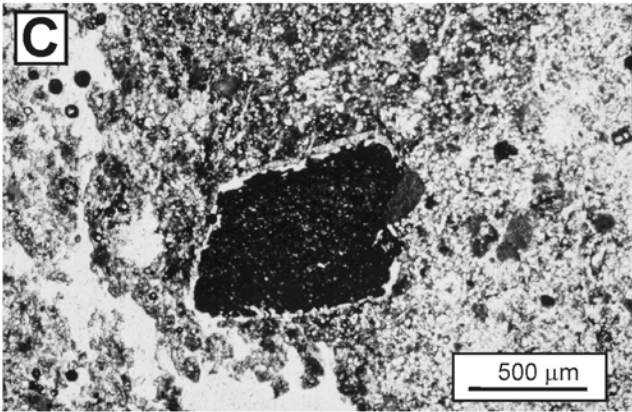
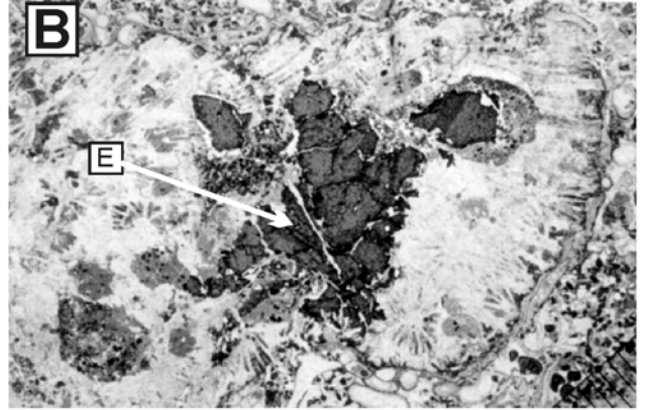
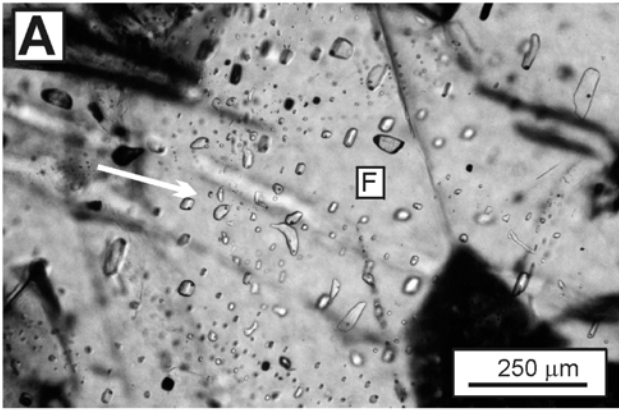
Además se ha observado fluorita en el interior de las cavidades irregulares de tipo canal que afectaban a la anquerita (rellenas también por hidrocarburos sólidos), en cavidades de disolución pequeñas y de bordes irregulares que afectan al cemento de calcita ferrosa y remplazando a la matriz micrítica.

La fluorita en muestra de mano, sobre todo cuando se observa con el microscopio de luz transmitida, es transparente y no presenta ningún color. Sin embargo cuando se le aplica la CL más de 2 minutos la fluorita, en muestra de mano y observada al microscopio con luz transmitida, adquiere un color púrpura cada vez más intenso a medida que aumenta el tiempo de exposición al bombardeo de electrones (a la vez que va disminuyendo la intensidad del color

azul en CL). Incluso pueden hacerse evidentes zonados de crecimiento (antes invisibles) con mayor y menor intensidad de color púrpura (Fig. 3.4.3.11F). Este color, que permite identificar muy fácilmente cristales incluso muy pequeños de fluorita, no ha desaparecido o disminuido con el tiempo, sino que ha permanecido igual al menos durante 4 años. Este tipo de coloración artificial de la fluorita por el bombardeo de electrones ha sido ya puesto de manifiesto por Dickson (1980), aunque en su caso el tiempo de exposición al bombardeo de electrones que utilizó fue de una hora y observó una atenuación del color púrpura pocas semanas después del bombardeo de electrones.

En la fluorita se han observado dos tipos de planos secundarios con inclusiones fluidas. Uno de ellos contiene inclusiones fluidas bifásicas y de densidad homogénea (Fig. 3.4.3.13A), cuyas  $T_{hs}$  varían entre 182 y 189° C ( $n=10$ ) y las  $T_{mice}$  entre -8.1 y -8.2° C ( $n=3$ ), que equivalen a una salinidad de alrededor de un 12% en peso equivalente de NaCl. En estas inclusiones se han medido temperaturas eutécticas de -52° C, lo que corresponde al eutéctico estable de una salmuera que contiene agua - NaCl - CaCl<sub>2</sub>, aunque no se puede descartar la presencia de otros cationes como Mg. En estas inclusiones también se ha detectado la presencia de gashidratos (clatratos) que se funden a +6.7° C, lo que indica la presencia de mucho gas (CO<sub>2</sub> o CH<sub>4</sub>) en estas inclusiones. El análisis realizado con Raman en dos de estas inclusiones ha revelado la presencia de CH<sub>4</sub>, aunque no se pudo determinar si existía también CO<sub>2</sub> o no. Por otro lado, la presencia de los gashidratos, que atrapan gas y agua para formarse, pudo haber hecho variar las  $T_{mice}$  que podrían haber sido mayores. El otro tipo de planos secundarios contiene inclusiones monofásicas (todo líquido) y bifásicas, con burbujas pequeñas, y formas inmaduras. Las  $T_{hs}$  medidas en estas inclusiones son de 159 a 192° C y las  $T_{mice}$  de -2.6 a -7.7° C, que equivaldrían a salinidades de entre 4.34 y 11.34% en peso equivalente de NaCl (Goldstein y Reynolds, 1994).

**Fig. 3.4.3.13.** *A. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa un cristal de fluorita (F) que contiene abundantes inclusiones fluidas bifásicas (flecha blanca). B. Cristales de esfalerita (E) de morfología irregular en el interior de una colonia masiva de coral. La distancia entre las barras de la escala (ángulo inferior derecho) es de 0.5 mm. C. Cristal euhédrico de esfalerita en el interior de la matriz limoso-calcárea de una muestra de la parte media de la unidad arrecifal. D. Pseudomorfos de yeso en el interior de la matriz limoso-calcárea de una muestra de la parte media de la unidad arrecifal. La barra de la escala mide 1 cm. E. Fotografía realizada con CL de uno de los pseudomorfos de yeso de la fotografía anterior. El interior de estos pseudomorfos está relleno por: 1. Cristales de clorita NL (Cl) que forman una franja isopaca. 2. Mosaico de calcita no ferrosa (MC) y luminiscencia mate de aspecto claro. 3. Fluorita (F). F. Esferulitos de cuarzo fibroso radiado (Q) en el interior de una concha de serpúlido. G. Crecimientos de cuarzo syntaxial (QS) alrededor de un grano de cuarzo. H. Pirita (Pi) precipitada en la porosidad intragranular de un foraminífero.*





**III.4.3.A.3.h. Celestina**

Este mineral es muy escaso y se ha encontrado exclusivamente en dos muestras de la unidad arrecifal. La celestina es NL, se encuentra tras el cemento de anquerita y siempre está asociada a la presencia de fluorita, que se encuentra en forma de inclusiones irregulares y de diámetros hasta milimétricos en el interior de los cristales de celestina. En las zonas de contacto ambos minerales presentan los bordes muy irregulares (Fig. 3.4.3.14A). En el interior de la celestina y casi siempre en las zonas donde se pone en contacto con la fluorita, se han encontrado inclusiones de baritina que no suelen superar las 20 µm de diámetro.

La composición media de la celestina es:  $(\text{Sr}_{89.7}\text{Ba}_{10.3}\text{Ca}_{0.14}\text{Mg}_{0.037})(\text{SO}_4)_{100}$ , y la de la baritina de:  $(\text{Sr}_{12.4}\text{Ba}_{87.4}\text{Ca}_{0.13}\text{Mg}_{0.014})(\text{SO}_4)_{100}$ .

**III.4.3.A.3.i. Esfalerita**

La esfalerita se ha observado ocasionalmente en esta unidad en forma de cristales euhedrales o subeuhedrales, no superiores a 1 mm, que rempazan a la matriz micrítica de la roca, o bien en forma de cristales anhedrales, de hasta 7-8 mm de diámetro, que rempazan a la matriz y a los carbonatos diagenéticos previos al cemento de anquerita (Fig. 3.4.3.13B; C). En una ocasión se ha observado esfalerita rellenando la porosidad tras el cemento de calcita ferrosa. La composición elemental media de la esfalerita es:  $(\text{Zn}_{0.99}\text{Fe}_{0.001})\text{S}$ .

**III.4.3.A.3.j. Dolomita barroca poco ferrosa**

La dolomita barroca es relativamente escasa y suele encontrarse en forma de grandes cristales de hábito barroco de hasta 1-2 cm de diámetro, de color blanco en muestra de mano y luminiscencia roja intensa (Figs. 3.4.3.8A; 3.4.3.14B; C).

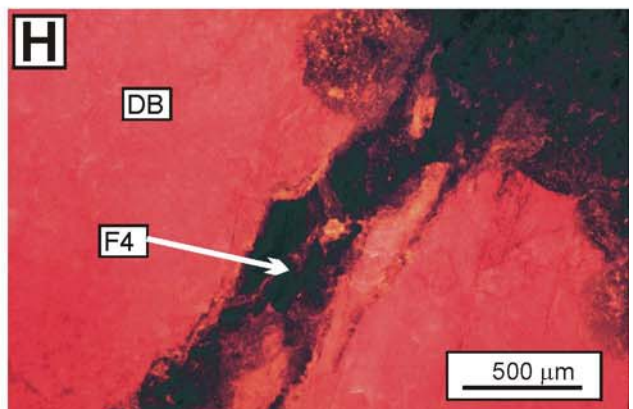
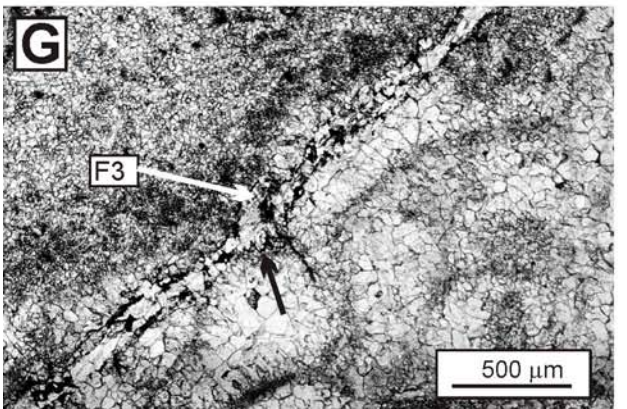
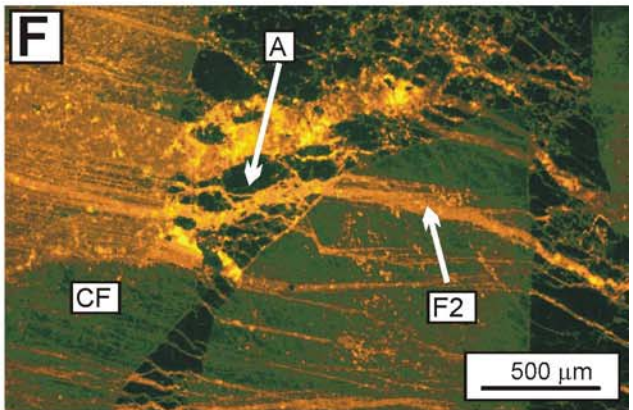
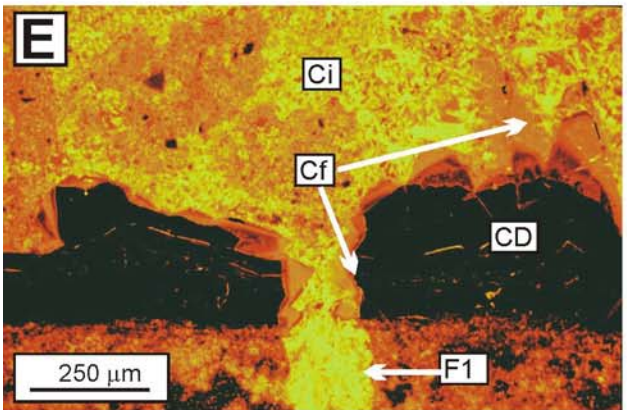
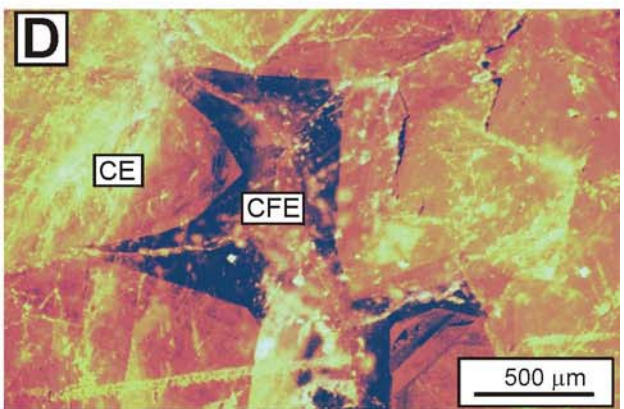
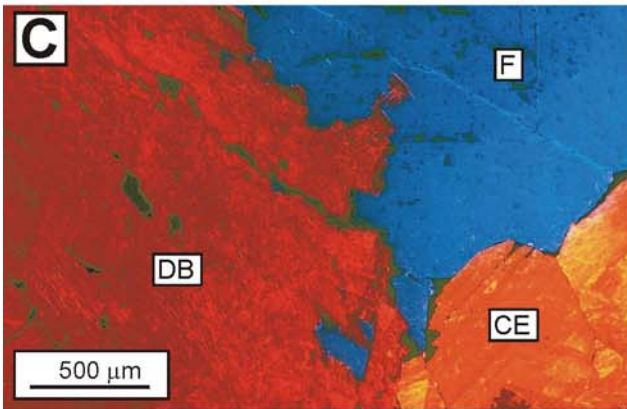
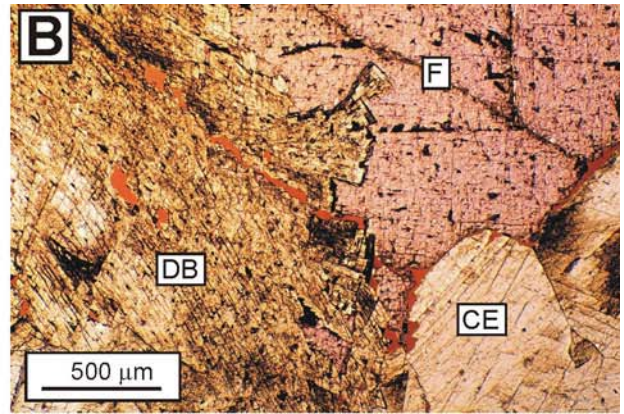
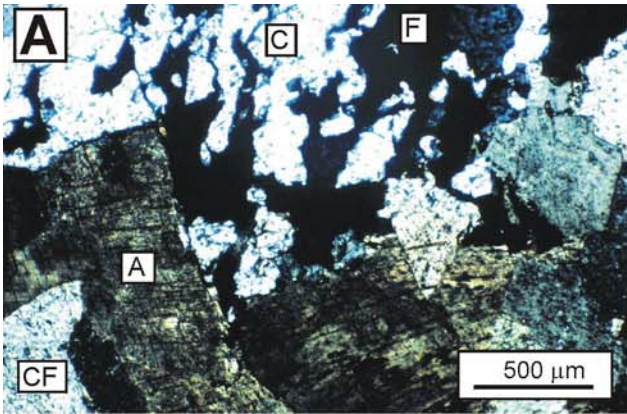
La dolomita barroca generalmente se encuentra remplazando a la matriz de la roca, a todos los carbonatos muy tempranos y tempranos, a los cementos en mosaico de calcita algo ferrosa y ferrosa, al cemento en mosaico no ferrosa en mosaico equicristalino y a la fluorita (a la que frecuentemente se encuentra asociada). En las zonas de contacto con la dolomita barroca, las demás fases diagenéticas suelen presentar bordes de corrosión, al contrario que la dolomita que suele tener terminaciones euhédricas. En ningún caso se ha podido observar la relación de esta dolomita con el cemento de anquerita, ya que no hemos encontrado en contacto a ambas fases.

La composición elemental media de la dolomita barroca es:  $(\text{Ca}_{51.3}\text{Mg}_{48.1}\text{Fe}_{0.5}\text{Sr}_{0.02}\text{Mn}_{0.03})(\text{CO}_3)_{100}$  y su relación Mg/Ca media es de 0.94. Estos valores contrastan con los del cemento de anquerita que tenía contenidos en Fe muy superiores (Fig. 3.4.3.2B). Su composición isotópica varía entre +1.74 y +0.90 ‰ en C y entre -2.43 y -3.19 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A).

**III.4.3.A.3.k. Cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino**

Este cemento es escaso y se ha observado rellenando la porosidad tras los cementos de

**Fig. 3.4.3.14. A.** Fotografía realizada con luz polarizada de una cavidad cementada por: 1. Calcita ferrosa (CF); 2. Anquerita barroca (A); 3. Fluorita (F) (extinguida); 4. Celestina (C). El contacto entre la fluorita y la celestina corresponde a una superficie irregular. **B.** Fotografía realizada con luz transmitida en la que se observa un cristal de dolomita barroca (DB), que presenta sus bordes euhédricos, remplazando a un cristal de calcita no ferrosa equicristalina (CE) y a la fluorita (F) que presenta una coloración artificial rosada tras haber sido bombardeada con electrones durante 2-3 minutos. **C.** La misma fotografía que A realizada con CL donde se observa la luminiscencia de las distintas fases minerales: LM anaranjada la calcita equicristalina; azul la fluorita y roja la dolomita barroca. **D.** Cavidad cementada en primer lugar por calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (CE) y en segundo lugar por calcita ferrosa equicristalina (CFE). **E.** Fotografía realizada con CL de una fractura de Tipo 1 (F1) que afecta al cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa y NL-LB (CD). La fractura está rellena, al igual que el resto de la porosidad, por un cemento calcita algo ferrosa y LM anaranjada (Cf), en primer lugar, y en segundo lugar por un mosaico de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de LB-LM heterogénea (Ci). **F.** Fotografía realizada con CL en la que se observan varias fracturas de Tipo 2 (F2), cementadas por calcita no ferrosa y LM anaranjada, que afectan al cemento de calcita ferrosa (CF) y de anquerita (A). **G.** Fotografía realizada con luz transmitida de una fractura de Tipo 3 (F3) rellena de fluorita. Esta fractura está afectada en sus bordes por estilolitos (flecha negra). **H.** Fotografía realizada con CL en la que se observa una fractura de Tipo 4 (F4), cementada por calcita ferrosa y LM oscura, que afecta a la dolomita barroca de luminiscencia roja.





anquerita y calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.4.3.14D). Está formado por cristales de calcita ferrosa de tamaño hasta milimétrico y presenta una LM marrón oscura que puede o no estar zonada. Su composición elemental media es:  $(\text{Ca}_{98.2}\text{Sr}_{0.001}\text{Mg}_{0.27}\text{Fe}_{1.4}\text{Mn}_{0.06})(\text{CO}_3)_{100}$ , siendo sus características más relevantes el alto contenido en Fe, el bajo contenido relativo en Mg y los muy bajos contenidos en Sr y Mn (Fig. 3.4.3.2B). Su composición isotópica varía entre +0.48 y -5.92 ‰ en C y entre -9.52 y -11.69 ‰ en O (Fig. 3.4.3.2B; 3.4.3.3A), correspondiendo los valores más negativos en C a las calcitas ferrosas equicristalinas precipitadas en la parte superior de la unidad, muy próxima al techo.

#### **III.4.3.A.3.1. Mosaicos blocky de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones**

Esta calcita, de color anaranjado en muestra de mano, está formada por un mosaico de cristales de calcita no ferrosa, de diámetros incluso milimétricos. Estos mosaicos tienen LB-LM heterogénea de color amarillo-anaranjado (Fig. 3.4.3.8D; 3.4.3.14D), suelen rellenar por completo la porosidad y contienen abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se distribuyen, sobre todo, a favor de los planos de exfoliación de la calcita.

Como en los dos sectores estudiados previamente, hemos observado dos tipos de mosaicos con características petrográficas y geoquímicas algo distintas.

El primero de ellos es muy abundante y se ha observado tras el cemento en mosaico de calcita ferrosa y entre la matriz micrítica de la roca donde los cristales pueden tener varios centímetros de diámetro. En este caso la calcita que forma estos mosaicos suele tener extinción ondulante y abundantísimas inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se acumulan sobre todo en los planos de exfoliación, muchas veces curvados, de la calcita. La composición isotópica de estos mosaicos varía entre -2.19 y -5.81 ‰ en C y entre -6.29 y -6.75 ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A).

El segundo tipo es muy escaso y se ha observado tras el cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada. En este caso, estos mosaicos están formados por calcita no ferrosa con una menor proporción relativa de inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y presentan extinción recta.

#### **III.4.3.A.4. Pseudomorfos de yeso**

Los pseudomorfos de yeso se han observado, en sólo dos muestras, entre la matriz limoso-micrítica de algunos de los tramos de la parte media-superior de la

unidad arrecifal. Estos pseudomorfos presentan secciones lenticulares, tabulares o rómbicas, pueden llegar a tener una longitud de hasta 1 cm, un espesor de 2-4 mm y suelen aparecer en agrupaciones a veces en forma de haces radiales (Fig. 3.4.3.13D; E). En ocasiones engloban peloides y algunos otros componentes deposicionales de tamaño menor a 100 µm.

Las paredes de estos pseudomorfos están tapizadas por una franja isopaca de hasta 30-40 µm de espesor, formada por cristales de clorita magnésica, que se disponen perpendicularmente a la superficie, y cuya composición elemental es:  $(\text{Mg}_{3.61}\text{Fe}_{0.06}\text{Mn}_{0.12}\text{Al}_{6.12})(\text{Si}_{6.21}\text{Al}_{1.79})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$ . El resto del interior de estos pseudomorfos está formado por un mosaico xenotópico de cristales de calcita de hasta 300 µm de diámetro, no ferrosa o ligeramente ferrosa y LM anaranjada cuya composición isotópica es de -0.07 ‰ en C y -6.39 ‰ en O (composición muy similar a la del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.4.3.3A).

Ocasionalmente entre los cristales de calcita se han observado algunos cristales de fluorita no superiores a las 200-300 µm de diámetro y cuyo contacto con los de calcita es muy irregular (Fig. 3.4.3.13E).

#### **III.4.3.A.5. Cuarzo autigénico**

En este sector se ha observado cuarzo autigénico en forma de esferulitos de cuarzo fibroso y crecimientos sintaxiales de megacuarzo (*sensu* Hesse, 1990b).

El cuarzo fibroso se ha observado ocasionalmente en el interior del esqueleto de algunos serpulidos y equinodermos y, de forma muy esporádica, remplazando a la matriz micrítica y al esqueleto de algún coral masivo. Se presenta generalmente en forma de agregados de cristales fibroso-radiados de cuarzo de hasta 400 µm de diámetro que presentan extinción ondulante y texturas relictas de la microestructura del fósil sobre el que se desarrollan. La morfología externa de estos agregados es subcircular y tiene los bordes irregulares o serrados (Fig. 3.4.3.13F). Cuando remplace a la matriz micrítica la textura radial es menos evidente.

Los cristales de megacuarzo se han observado en forma de crecimientos alrededor de los granos de cuarzo que se encuentran dispersos en el interior de la matriz micrítica de la roca, en el núcleo de los oolitos o formando parte del núcleo de algunos oncolitos. Estos crecimientos sintaxiales de cuarzo rempazan al cemento fibroso y a la micrita peloidal que se encuentra entre los granos (Fig. 3.4.3.13G), suelen

presentar un espesor no superior a 100 µm, bordes euhédricos y pueden contener abundantes inclusiones del carbonato que les rodea.

#### III.4.3.A.6. Pirita

En este sector, además de las piritas descritas anteriormente asociadas a los cementos de calcita ferrosa, anquerita y a los hidrocarburos, hemos observado pirita (o pseudomorfos de pirita ahora formados por óxidos/hidróxidos de Fe) de distintas morfologías y tamaños entre la matriz micrítica.

En algunas de estas muestras también se han observado piritas rellenando la porosidad intragranular de algunos foraminíferos y en el interior de algunas conchas de braquiópodos puntuados (Fig. 3.4.3.13H).

Por último, también se han observado piritas acumuladas alrededor de los estilolitos. En este caso pueden ser de tamaño micrométrico y morfología irregular, o euhédrica y de tamaños superiores (hasta 200-300 µm).

#### III.4.3.A.7. Fracturas

En el Sector de Torrecilla hemos podido distinguir al menos cuatro familias de fracturas principales (fracturas de Tipo 1, Tipo 2, Tipo 3 y Tipo 4) que se diferencian entre sí, tanto por el tipo de carbonato que las rellena como por su relación temporal relativa con las fases diagenéticas a las que afectan:

Las fracturas de *Tipo 1* presentan una orientación generalmente perpendicular a la estratificación, pueden tener hasta varios milímetros de espesor y afectan a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos. Estas fracturas están rellenas de un cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada, en primer lugar y posteriormente por cemento de calcita ferrosa o por mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (Fig. 3.4.3.14E).

Las fracturas de *Tipo 2* pueden ser paralelas u oblicuas a la estratificación y pueden llegar a tener hasta varios centímetros de espesor y longitud métrica. Estas fracturas, además de afectar a las fases diagenéticas cortadas por las fracturas de *Tipo 1*, afectan también a los cementos en mosaico de calcita algo ferrosa y ferrosa y al cemento de anquerita (Fig. 3.4.3.14F). El aspecto en muestra de mano de la calcita que rellena estas fracturas es de color blanco lechoso o transparente y al microscopio corresponde a un mosaico de cristales de calcita no ferrosa y LM no zonada de color anaranjado. Ocasionalmente se ha encontrado también fluorita entre el cemento de

calcita que rellena estas fracturas. La composición elemental media de la calcita que rellena estas fracturas es:  $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.9}\text{Fe}_{0.09}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$ , y su composición isotópica es de  $-2.14\text{‰}$  en C y de  $-6.53\text{‰}$  en O. Estos valores, tanto elementales como isotópicos son muy similares a los del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Figs. 3.4.3.2B; 3.4.3.3A).

Las fracturas de *Tipo 3* presentan sus bordes estilolitizados y están rellenas de fluorita. Este tipo de fracturas sólo se ha observado en una muestra donde la fractura afectaba exclusivamente a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos (Fig. 3.4.3.14G).

Las fracturas de *Tipo 4* tienen una disposición generalmente oblicua a la estratificación y pueden llegar a tener también hasta varios centímetros de espesor y longitud métrica. Estas fracturas, además de afectar a las fases diagenéticas cortadas por las fracturas de *Tipo 1* y 2, afectan también al cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino, al cemento de dolomita barroca poco ferrosa, a la fluorita y a la esfalerita (Fig. 3.4.3.14H). Cuando cortan a la fluorita se ha observado en algún caso una alineación de inclusiones fluidas bifásicas en este mineral paralelas y adyacentes a estas fracturas. El aspecto en muestra de mano de la calcita que las rellena es de color blanco lechoso o transparente y al microscopio corresponde a un mosaico de cristales de calcita ferrosa y LM marrón oscura generalmente no zonada. La composición isotópica de la calcita que rellena estas fracturas es de  $0.16\text{‰}$  en C y de  $-9.96\text{‰}$  en O, similar a la composición isotópica del cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.4.3.3A).

#### III.4.3.A.8. Estilolitos

En esta sección estratigráfica los estilolitos se han observado fundamentalmente a escala microscópica, y corresponden a juntas simples y poco suturadas que se disponen paralela y transversalmente a la estratificación.

Los estilolitos afectan a los componentes deposicionales y a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos, a los crecimientos sintaxiales de cuarzo y a las fracturas de *Tipo 2* y de *Tipo 3* (Fig. 3.4.3.14G). A lo largo de estas juntas suele haber una mayor acumulación de residuo insoluble de color oscuro, granos de cuarzo, pirita y filosilicatos de tamaño limo y arcilla. Sin embargo, estas juntas suelen desarrollarse en las zonas en las que la matriz de la roca tiene mayor cantidad limos y arcillas, y suelen rodear a los fósiles de mayor tamaño (como los corales) en el interior de los cuales precipitó la

mayor parte de los carbonatos diagenéticos. Por esta razón es difícil saber con seguridad a cuales de las fases diagenéticas tardías afectaron los estilolitos y a cuales no, incluso no nos ha sido posible discriminar claramente uno o más tipos distintos de estilolitos.

### III.4.3.B. Descripción petrográfica y geoquímica del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros

Como se explicó en el capítulo de estratigrafía y sedimentología el último o los dos últimos metros de las secciones estratigráficas de la Fm. Torrecilla en Cameros estudiadas en este sector, salvo en la columna del Camino a Barruelo (Fig. 3.4.2.5), presentan una intensa edafización. En algunas de estas columnas, incluso, sobre estas zonas edafizadas puede existir un depósito no superior a 1 m de espesor de calizas micríticas algo arenosas también edafizadas y de areniscas que presentan una intensa ferruginización y que serán descritas en apartados distintos.

#### III.4.3.B.1. Calizas edafizadas de la Fm. Torrecilla en Cameros

La mayor parte del horizonte de edafización desarrollado sobre la unidad arrecifal está formado por fragmentos irregulares de calizas con corales subangulosos y subredondeados muy alterados en su parte exterior que se encuentran rodeados de una matriz arenoso-calcárea. En el interior de estos cantos de caliza se ha observado la mayor parte de las fases diagenéticas presentes en el resto de la unidad arrecifal y que han sido descritas en los apartados anteriores. Sin embargo en estas zonas del techo algunas de estas fases diagenéticas presentan características distintivas y también se han podido observar otras fases diagenéticas que no se han encontrado en el resto de la unidad.

#### III.4.3.B.1.a. Calizas micríticas nodulizadas

En esta zona del techo las calizas arrecifales se pueden poner en contacto con unos depósitos de calizas micríticas, de espesor centimétrico a decimétrico. El límite entre ambas es muy irregular. Estas calizas micríticas tienen LM anaranjada y suelen estar nodulizadas. Los nódulos, también micríticos, tienen LM anaranjada y suelen estar septarizados y algo ferruginizados. En el interior de alguno de estos nódulos se han observado pseudomorfo de yeso (Fig. 3.4.3.15A; B).

En alguna de las columnas (CG y CCGT) (Fig. 3.4.1.1) estas calizas micríticas se encuentran brechificadas y los fragmentos se encuentran unidos entre sí por un cemento isopaco de calcita prismática no ferrosa y NL o NL-LB (Fig. 3.4.3.15C).

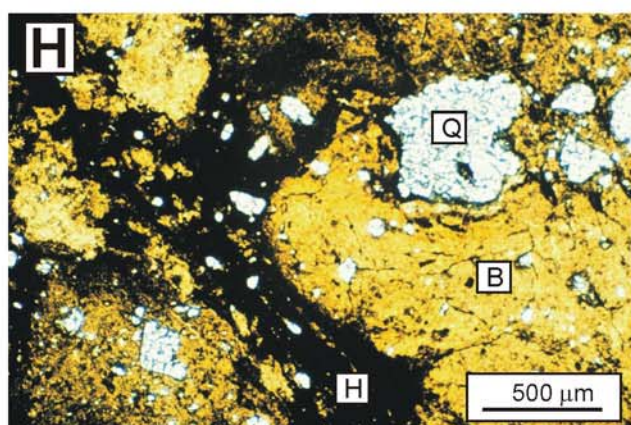
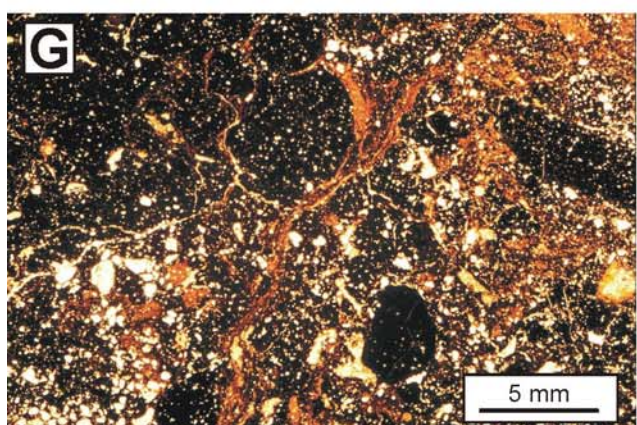
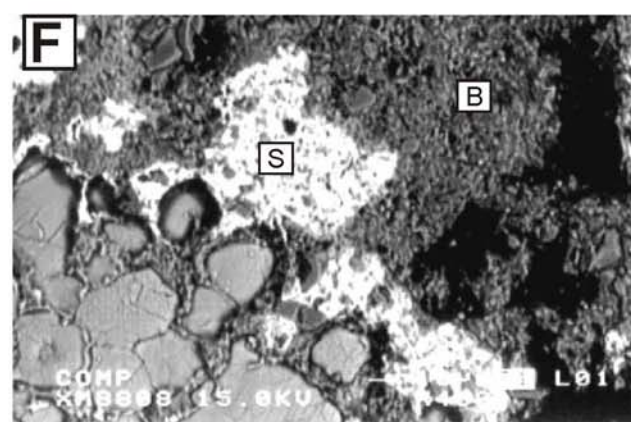
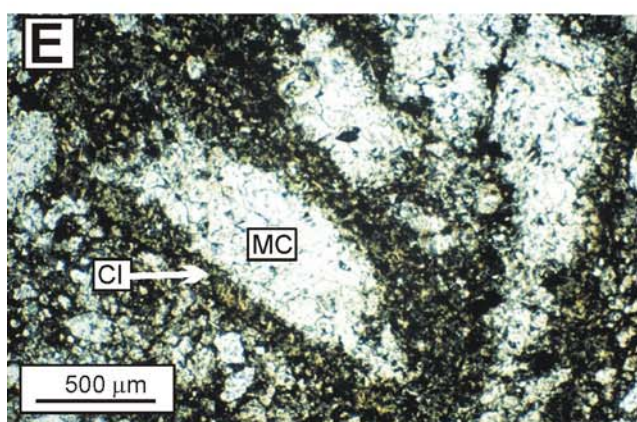
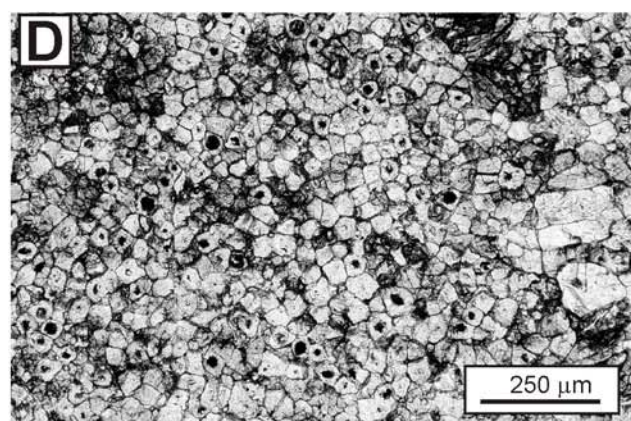
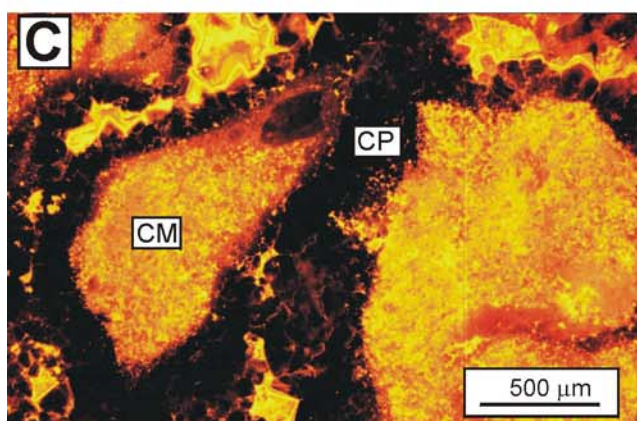
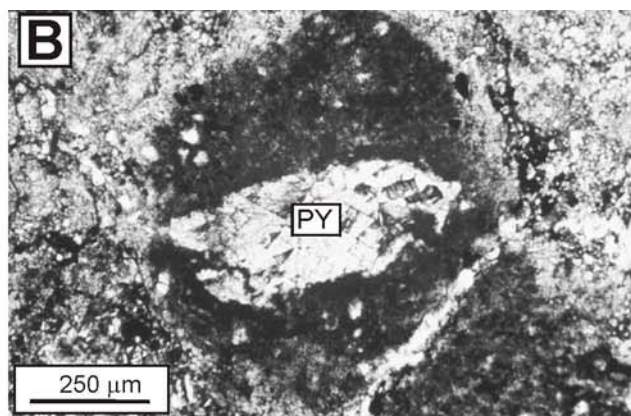
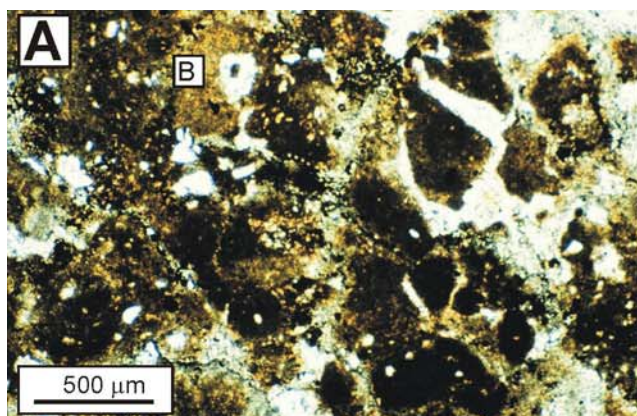
La composición elemental de estas calizas micríticas es:  $(\text{Ca}_{98.4}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.72}\text{Fe}_{0.85}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$ , y su composición isotópica es de  $-6.76\text{‰}$  en C y de  $-4.32\text{‰}$  en O. La composición elemental del cemento de calcita prismática que une a los fragmentos de la brecha es:  $(\text{Ca}_{99.7}\text{Sr}_{0.018}\text{Mg}_{0.19}\text{Fe}_{0.29}\text{Mn}_{0.016})(\text{CO}_3)_{100}$ , cuando es NL y  $(\text{Ca}_{99.3}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.25}\text{Fe}_{0.29}\text{Mn}_{0.1})(\text{CO}_3)_{100}$ , cuando es LB. La composición isotópica de este cemento prismático varía entre  $-7.34$  y  $-7.92\text{‰}$  en C y entre  $-3.43$  y  $-3.99\text{‰}$  en O (Fig. 3.4.3.3A).

#### III.4.3.B.1.b. Mosaicos subidiotópicos equigranulares de calcita

Estos mosaicos se han encontrado en el interior de algunos de los fragmentos de las brechas descritas en el apartado anterior. Están formados por cristales, en su mayor parte de secciones rómbicas, no superiores a  $30\text{--}40\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro. Muchos de ellos están formados por calcita no ferrosa y NL en su totalidad, aunque en algunos el núcleo está formado por calcita

**Fig. 3.4.3.15.** **A.** Caliza micrítica nodulizada y ferruginizada desarrollada en el techo de la unidad arrecifal. Entre algunos de los nódulos se han observado acumulaciones de bertierina (B). **B.** Pseudomorfo de yeso (PY) desarrollado en el interior de un nódulo micrítico. **C.** Fotografía realizada con CL de una brecha formada por fragmentos de caliza micrítica de LM (CM). La porosidad entre los fragmentos de la brecha está cementada por calcita no ferrosa prismática NL-LB (CP). **D.** Aspecto de los mosaicos subidiotópicos de calcita. **E.** Pseudomorfos de yeso desarrollados en el interior de las calizas arrecifales del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. Los pseudomorfos están actualmente rellenos de una franja isopaca de clorita férrica de color verde (Cl) en primer lugar, y en segundo lugar por un mosaico de calcita no ferrosa (MC). **F.** Imagen obtenida con el MEB de una cavidad cementada por siderita (S) y bertierina (B). **G.** Aspecto de las areniscas nodulizadas y ferruginizadas del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. **H.** Acumulaciones de bertierina (B) desarrolladas entre las areniscas ferruginizadas (H) del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. **(Q).** Granos de cuarzo.







ferrosa, LM, por óxidos/hidróxidos de Fe o incluso puede estar disuelto (Fig. 3.4.3.15D). La composición elemental media de la calcita no ferrosa que forma la mayor parte de estos rombos es:  $(\text{Ca}_{99.8}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.07}\text{Fe}_{0.08}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$ , y su composición isotópica varía entre  $-5.13$  y  $-5.59$  ‰ en C y entre  $-6.89$  y  $-7.14$  ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A). La composición elemental media de la calcita ferrosa que forma el núcleo de algunos de estos rombos es:  $(\text{Ca}_{98.58}\text{Sr}_{0.011}\text{Mg}_{0.56}\text{Fe}_{0.79}\text{Mn}_{0.05})(\text{CO}_3)_{100}$ .

#### III.4.3.B.1.c. Pseudomorfos de yeso

En el techo de la unidad arrecifal los pseudomorfos de yeso se han observado entre la matriz de las calizas arrecifales y en el interior de algunos de los nódulos micríticos (Figs. 3.4.3.15B; E). Las paredes de estos pseudomorfos suelen estar tapizadas por una franja isopaca, de hasta  $30\text{--}40\text{ }\mu\text{m}$  de espesor, formada por cristales de clorita ferrosa de color verde que se disponen perpendicularmente a la superficie y cuya composición elemental es:  $(\text{Mg}_{1.41}\text{Fe}_{6.67}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{3.53})(\text{Si}_{5.15}\text{Al}_{2.85})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$ . El resto del interior de estos pseudomorfos está formado por un mosaico xenotópico de cristales de calcita de hasta  $600\text{--}700\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro, no ferrosa y NL o LM muy oscura cuya composición isotópica varía entre  $-4.01$  y  $-4.22$  ‰ en C y entre  $-6.65$  y  $-6.89$  ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A).

#### III.4.3.B.1.d. Siderita

La siderita se ha observado ocasional y exclusivamente con el MEB. Aparece en forma de cristales no superiores a  $40\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro y de sección rómbica que se disponen de manera aislada alrededor de algunas cavidades de tipo *vug* posteriormente rellenas por bertierina y cuarzo (Fig. 3.4.3.15F). La composición elemental de la siderita es:  $(\text{Fe}_{97.18}\text{Mg}_{1.27}\text{Ca}_1\text{Sr}_{0.29}\text{Mn}_{0.21})(\text{CO}_3)_{100}$ .

#### III.4.3.B.1.e. Bertierina

La bertierina, muy abundante en el techo de la unidad arrecifal, está formada por agregados de cristales de tamaño arcilla de color verde, en luz transmitida y tanto con nicoles paralelos como cruzados, y es NL. Se ha observado relleno de las cavidades móldicas y de tipo *vug*, junto con cuarzo detrítico, tras el cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa, NL-LB, y tras la siderita descrita en el apartado anterior (Figs. 3.4.3.9F; 3.4.3.15F;). La composición elemental de la bertierina es:  $(\text{Mg}_{2.15}\text{Fe}_{4.59}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{4.28})(\text{Si}_{5.57}\text{Al}_{2.43})\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$ .

### III.4.3.B.2. Calizas micríticas arenosas

En la columna RB (Fig. 3.4.2.4), por encima de los niveles de aspecto caótico formados por las calizas edafizadas de la unidad arrecifal, se ha encontrado un nivel de calizas arenosas de espesor decimétrico, con algunos oogonios de carófitas, y que presenta abundantes huellas de raíces (Figs. 3.4.2.62; 3.4.2.63). La composición elemental de estas calizas arenosas es:  $(\text{Ca}_{99.4}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.24}\text{Fe}_{0.24}\text{Mn}_{0.06})(\text{CO}_3)_{100}$ , y su composición isotópica es de  $-6.48$  y  $-7.83$  ‰ en C y de  $-6.63$  y  $-6.56$  ‰ en O, respectivamente (Fig. 3.4.3.3A).

### III.4.3.B.3. Areniscas ferruginizadas

Estas areniscas y areniscas calcáreas ferruginizadas constituyen el techo de la Fm. Torrecilla y se sitúan sobre los depósitos de aspecto caótico, formados por fragmentos de calizas arrecifales edafizadas, en la columna CCGT (Fig. 3.4.2.3), o bien sobre los depósitos con carófitas y huellas de raíces (descritos en el apartado anterior), en la columna de Ribabellosa (Fig. 3.4.2.4).

La parte superior de estos niveles de areniscas está intensamente nodulizada. Los nódulos están formados por hematites, contienen algunos granos de cuarzo dispersos en su interior, y están asociados a bertierina, a otros minerales de la arcilla de alta birrefringencia, granos de cuarzo y calizas micríticas (Fig. 3.4.3.15G). En estas areniscas ferruginizadas la bertierina rellena la porosidad intergranular o se encuentra en forma de acumulaciones de cristales que contienen solamente algunos granos de cuarzo aislados en su interior (Fig. 3.4.3.15H).

Este horizonte nodulizado e intensamente ferruginizado constituye el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros.

### III.4.3.C. Descripción petrográfica y geoquímica de las calizas de la base de la Afm. Ágreda

En este sector, la Aloformación Ágreda suele comenzar con el depósito de arcillas, arenas y conglomerados formados por cantos de cuarcita. Solamente en la columna CG (Fig. 3.4.2.1) se han encontrado unos depósitos de calizas laminadas y muy arenosas y con muy poca porosidad, por lo que no se ha podido estudiar su evolución diagenética. El único dato que hemos podido obtener ha sido la composición isotópica de estas calizas que es de  $-4.16$  y  $-4.37$  ‰ en C y de  $-6.86$  y  $-7.04$  ‰ en O, respectivamente (Figs. 3.4.3.3A).



### III.4.3.D. Cemento de calcita prismática y fibrosa en grandes cavidades tardías

Este cemento, precipitado en cavidades de gran tamaño y que afectan a todos los carbonatos diagenéticos de la Fm. Torrecilla en Cameros, está formado por bandas alternantes de cristales de calcita fibrosa y prismática no ferrosa y NL, de hasta varios cm de espesor, que se disponen en forma radial y que en muestra de mano presentan un bandeo de color blanco y marrón-anaranjado (Fig. 3.4.3.16). La composición isotópica de estos cementos es de  $-5.09$  a  $-11.57$  ‰ en C y de  $-6.38$  a  $-8.35$  ‰ en O (Fig. 3.4.3.3A).



**Fig. 3.4.3.16.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa el cemento de calcita prismática y fibrosa que rellena las cavidades de disolución tardías. La distancia entre las barras de la escala es de 0.5 mm.

### III.4.3.E. Interpretación de las fases diagenéticas de la Fm. Torrecilla en Cameros

#### III.4.3.E.1. Carbonatos diagenéticos muy tempranos

##### III.4.3.E.1.a. *Micrita peloidal*

Al igual que en los sectores previamente estudiados, y por las razones argumentadas en ellos, consideramos que la precipitación de la micrita de fábrica peloidal, originalmente de HMC, se produjo como consecuencia de la actividad de los microorganismos, durante el desarrollo de esta unidad arrecifal, en un ambiente marino freático con bajas tasas de sedimentación y gran cantidad de nutrientes.

La composición elemental de estas micritas, actualmente de LMC, indica que sufrieron un proceso neomórfico que alteró su composición elemental.

La muestra recogida en la parte media de la unidad, sin embargo, tiene una composición isotópica que queda incluida dentro del campo construido a partir de los datos de belemnites y ostreidos de Veizer *et al.*, 1997 y cerca de la composición isotópica inferida por Lohmann (1987) para los cementos marinos abiogénicos del Kimmeridgiense y del dato obtenido en la concha de un braquiópodo del Kimmeridgiense de Mallorca por Price y Sellwood (1994) (Fig. 3.4.3.17). Este hecho sugiere que el neomorfismo de las micritas peloidales, al menos en la parte media de la unidad, se produjo en un sistema cerrado y de alta interacción roca/fluido de modo que se pudo conservar en gran medida la composición isotópica original (Given y Lohmann, 1985; Lohmann, 1987) (Fig. 3.2.3.29).

##### III.4.3.E.1.b. *Envueltas micríticas*

Como en el resto de los sectores, consideramos que estas envueltas se produjeron como consecuencia de la infestación de las partículas carbonáticas en el fondo marino por microorganismos endolíticos (Tucker y Bathurst, 1990) y que posteriormente sufrieron un proceso neomórfico que transformó su mineralogía, originalmente de HMC y/o aragonítica, a LMC.

##### III.4.3.E.1.c. *Cemento de calcita fibrosa*

El cemento fibroso (tanto de aragonito como de HMC) es uno de los tipos de cementos más comunes en plataformas carbonáticas someras, en general, y en sistemas arrecifales en particular (Tucker y Bathurst, 1990; James y Choquette, 1990b) y para que se produzca su precipitación se necesitan determinados prerequisites como un sustrato estable, ausencia de abrasión mecánica, aguas sobresaturadas en  $\text{CaCO}_3$  y altas tasas de intercambio de agua (Tucker y Wright, 1990).

El cemento de calcita fibrosa se ha observado siempre relleno la porosidad primaria, y en muchos casos está precedido y va seguido de micrita

peloidal, lo que indica que su precipitación se produjo en un ambiente marino freático al igual que ésta.

Está formado por cristales de calcita no ferrosa, NL o LM, de LMC con bajos contenidos en Fe y Mn, aunque con altos contenidos en Mg, sobre todo en los cementos fibrosos analizados de la parte inferior y media de la unidad arrecifal (Fig. 3.4.3.2B). Estas características sugieren que este cemento originalmente aragonítico o de HMC, sufrió una transformación neomórfica a LMC en un ambiente oxidante. No disponemos de inclusiones que nos indiquen con seguridad su composición original. Sin embargo, y como se discutió en el capítulo sobre diagénesis del Sector de Soria, el hecho de que este

cemento esté generalmente muy bien conservado y presente altos contenidos relativos en Mg sugiere que su composición original probablemente fue de HMC. Las variaciones en el contenido en Sr y Mg del cemento fibroso analizado en las muestras de la parte superior de la unidad arrecifal, por un lado, y del resto de la unidad, por otro, posiblemente se deban a que el neomorfismo de la calcita fibrosa se produjo en contextos algo distintos. En el primer caso, es probable que el neomorfismo se produjera en un sistema abierto, y en el segundo caso en un sistema más cerrado, con mayor interacción roca/agua, donde la concentración relativa en estos cationes, procedentes del carbonato precursor (aragonítico o de HMC), puede ir incrementándose progresivamente en el fluido (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987) y por tanto incorporarse en los carbonatos neomórficos.

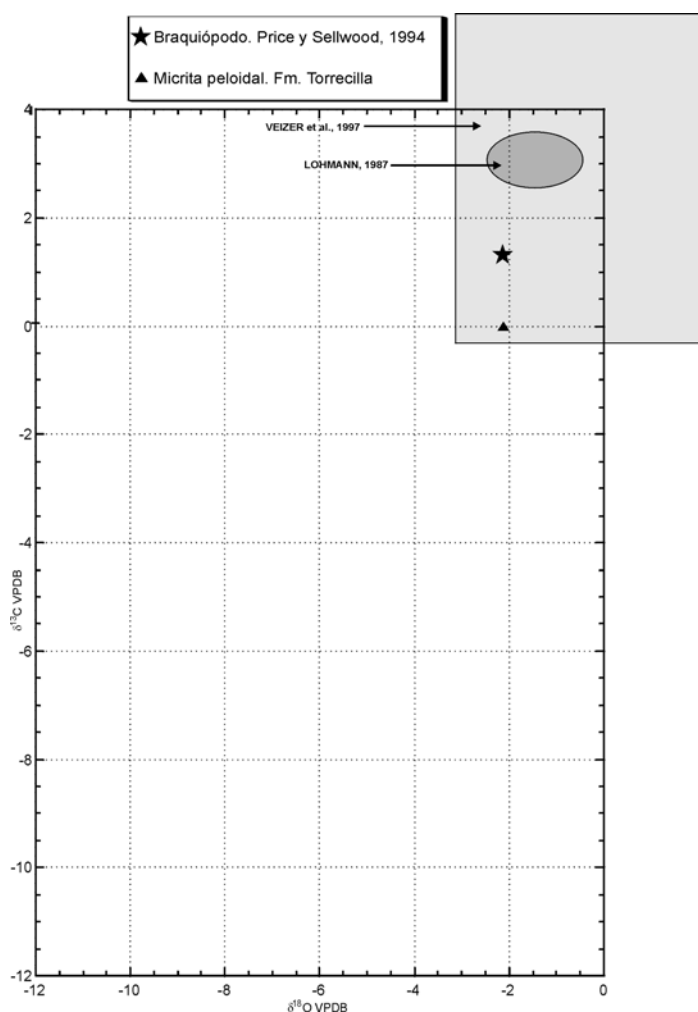
#### III.4.3.E.1.d. Cemento micrítico

El cemento micrítico, originalmente de HMC, es uno de los cementos típicos precipitados en las plataformas carbonáticas someras y que se ha asociado en muchos casos a la actividad de los microorganismos (James y Choquette, 1990b; Tucker y Wright, 1990). En este sector este cemento se ha observado exclusivamente rellenando la porosidad intergranular de algunos intraclastos (Fig. 3.4.3.6), tras el cemento fibroso, y formando uniones en menisco entre los granos. Estas uniones en menisco de los cementos micríticos se han descrito asociadas a las playas rocosas o *beach rocks* (Alonso *et al.*, 1986-1987; Scoffin, 1987; Tucker y Wright, 1990). En ellas la precipitación del cemento micrítico puede producirse debido a la desgasificación del agua del mar y a las fluctuaciones del pH y  $P_{CO_2}$  debidas al efecto de las algas fotosintéticas y bacterias presentes en el sedimento (Tucker y Wright, 1990).

#### III.4.3.E.2. Fases diagenéticas tempranas

##### III.4.3.E.2.a. Mosaicos xenotópicos de calcita

Al igual que en los dos sectores estudiados previamente, los mosaicos xenotópicos de calcita no ferrosa presentan unas características petrográficas y geoquímicas que indican que su origen se produjo como consecuencia del neomorfismo de determinados componentes deposicionales aragoníticos y de HMC.



**Fig. 3.4.3.17.** Composición isotópica de la micrita peloidal de una muestra de la parte media de la Fm. Torrecilla en Cameros. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos en ostreidos y belemnites del Kimmeridgiense por Veizer *et al.* (1997). La estrella corresponde al dato obtenido en la concha de un braquiópodo del Jurásico superior de Mallorca por Price y Sellwood (1994). La elipse de color gris corresponde a los datos obtenidos por Lohmann (1987)  $\pm 1$  ‰ para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente en el Kimmeridgiense.

Los mosaicos que se encuentran entre los componentes deposicionales proceden del neomorfismo de la matriz micrítica de la roca, de composición original aragonítica y de HMC.

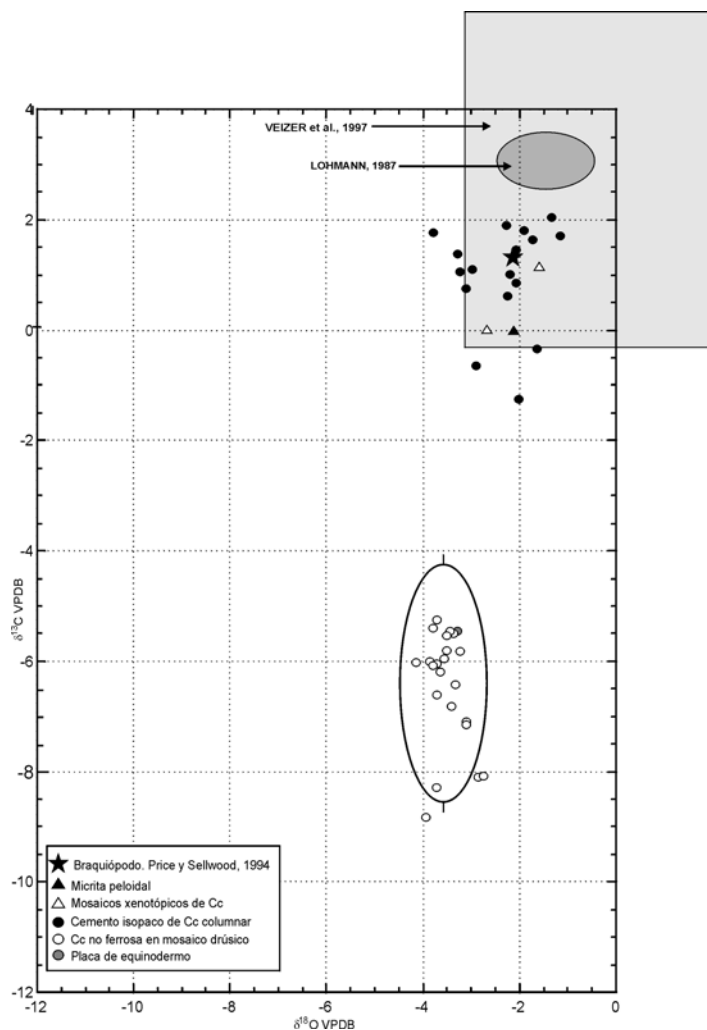
En esta sección estratigráfica, y al contrario que en los sectores previamente estudiados, se han observado mosaicos xenotópicos de calcita en el interior de gran parte de los corales, procedentes del neomorfismo del aragonito de su esqueleto. Estos mosaicos están formados por LMC no ferrosa y tienen muy bajos contenidos en Fe y Mn, lo que sugiere que su precipitación se produjo en un ambiente oxidante. Los contenidos en Sr y Mg de los mosaicos analizados en la parte superior de la unidad son muy bajos, o como en el caso del Sr, están siempre por debajo del límite de detección, lo que sugiere que el neomorfismo de los corales en la parte superior de la unidad se produjo en un sistema abierto y a partir de un fluido con bajos contenidos en Sr y Mg.

Sin embargo en el resto de la unidad el contenido en Sr y sobre todo en Mg, cuyos coeficientes de distribución en la calcita son menores de 1 (Brand y Veizer, 1980), es sensiblemente mayor (Fig. 3.4.3.2B). Por otro lado la composición isotópica de estos mosaicos, muy similar a la del cemento de calcita columnar, queda incluida dentro del campo de las composiciones isotópicas obtenidas a partir de belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer *et al.*, 1997) y muy cerca de la composición isotópica inferida por Lohmann (1987) para los cementos marinos abiogénicos del Kimmeridgiense y de la del braquiópodo del Kimmeridgiense de Mallorca analizado por Price y Sellwood (1994) (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.18). Estos hechos sugieren que el neomorfismo del esqueleto de los corales de la parte inferior y media de la unidad, o al menos la precipitación de la calcita en la porosidad intraesquelética creada tras la disolución parcial de los corales, se produjo en un sistema cerrado y con una alta interacción roca/fluido. Esto también explica la mayor abundancia relativa en este sector de corales neomorfizados frente a corales disueltos (Martin *et al.*, 1986; Lohmann, 1987; Tucker y Wright, 1990; Maliva, 1998). En cualquier caso en el siguiente apartado se discutirá más detalladamente el modo en el que pudo tener lugar este proceso.

### III.4.3.E.2.b. *Cemento isopaco de calcita columnar*

Este cemento se ha observado rellenando tanto la porosidad primaria como secundaria, generalmente móldica de corales, por lo que antes de su precipitación tuvo que producirse la disolución de los corales.

La disolución y neomorfismo de los carbonatos marinos, y en concreto la del aragonito tiene que producirse a partir de aguas subsaturadas en este mineral. En los carbonatos marinos someros, sobre



**Fig. 3.4.3.18.** Composiciones isotópicas de los carbonatos diagenéticos tempranos de la Fm. Torrecilla en Cameros. La elipse define la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores obtenidos en C y O en el cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa.

todo cuando, como en este sector, son expuestos en superficie, tanto la disolución y el neomorfismo del aragonito han sido típicamente asociados con la entrada en las unidades marinas de las aguas meteóricas, comúnmente ácidas, con muy pocos cationes disueltos y subsaturadas en aragonito. Las zonas más propicias para que se produzcan estos procesos son el límite entre la zona vadosa y freática del acuífero, la zona de mezcla entre las aguas marinas y las meteóricas, sobre todo, y la zona freática (Pingitore, 1976; Longman, 1980; Lohmann, 1987; James y Choquette, 1990a; Tucker y Wright, 1990, entre otros). Este es el mecanismo que se ha propuesto para la disolución y neomorfismo del aragonito en los dos sectores estudiados previamente y que consideramos también tuvo lugar en este sector.

La calcita columnar es la primera generación de cemento que precipita en estas cavidades de disolución, además de en la porosidad primaria (Fig. 3.4.9A; B). Este cemento está formado por LMC que, tanto en la parte superior como en el resto de la unidad arrecifal presenta contenidos relativamente muy altos en Mg (hasta 3.8 moles%), contenidos apreciables en Sr y bajos contenidos en Fe y Mn. Por otro lado, las composiciones isotópicas de este cemento (que no ha podido ser analizado en la parte superior de la unidad arrecifal) son relativamente pesadas en C y O, estando incluidas en su mayor parte en el campo generado a partir de los datos isotópicos de los belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer *et al.*, 1997), muy cerca de la composición isotópica inferida por Lohmann (1987) para los cementos marinos abióticos del Kimmeridgiense y muy similares a la del braquiópodo del Kimmeridgiense de Mallorca analizado por Price y Sellwood (1994) (Fig. 3.4.3.3A; 3.4.3.18). Por estas razones, consideramos que el cemento de calcita columnar precipitó en un ambiente freático marino y que tuvo en origen una composición de HMC, como lo avalan su morfología columnar, habitual en los cementos actuales de HMC y no en los aragoníticos (Tucker y Wright, 1990), sus altos contenidos en Mg, y el hecho de que esté tan bien conservado, al contrario de lo que ocurre con los componentes originalmente aragoníticos. Posteriormente a su precipitación, este cemento sufrió un proceso neomórfico que produjo su transformación a LMC. Este neomorfismo se tuvo que producir en un ambiente no marino y oxidante (como lo pone de manifiesto la ausencia de Fe y Mn en su estructura) y en un sistema cerrado y de alta interacción roca/fluido, como lo ponen de manifiesto sus altos contenidos en Sr y sobre todo Mg, y su composición isotópica.

Probablemente el neomorfismo de la micrita peloidal, al menos en la parte inferior y media de la unidad arrecifal (donde su composición elemental e isotópica es muy similar a la del cemento de calcita columnar) se produjera bajo las mismas condiciones. La composición isotópica de los mosaicos xenotópicos, producto del neomorfismo de los corales, es muy similar a la del cemento de calcita columnar. Como se comentó en el capítulo sobre la diagénesis del Sector del Sur del Moncayo, es posible que el neomorfismo de los corales se produjera como consecuencia de la disolución parcial del esqueleto y la posterior cementación de la porosidad intraesquelética por LMC, cementación que no tiene por qué producirse simultáneamente a la disolución (Saller, 1992). Consideramos que la disolución, total o parcial, del aragonito se produjo como consecuencia de la interacción del aragonito con aguas de origen meteórico. Posteriormente tuvo lugar

la precipitación de la calcita columnar y de la calcita de los mosaicos xenotópicos en la porosidad móldica e intraesquelética, respectivamente, en un ambiente freático marino.

### ***III.4.3.E.2.c. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico***

El cemento en mosaico drúsico que, además de porosidad primaria, rellena también porosidad secundaria, móldica y de tipo *vug*, precipitó una vez producida la disolución de los corales y demás partículas aragoníticas.

Las características petrográficas y geoquímicas de este cemento sugieren que su precipitación se produjo en un ambiente freático meteórico. Este cemento está formado por calcita no ferrosa que bordea por completo a las cavidades y que comienza con una franja gruesa NL, o con un zonado oscilatorio NL-LB, seguida de otra franja con zonado oscilatorio LB-NL-LB o LB (Fig. 3.4.3.9B; C). Las zonas NL presentan muy bajos contenidos en elementos traza (Fig. 3.4.3.2B), salvo en las zonas de contacto de este cemento con la calcita columnar previa, lo que indica que su precipitación se produjo en un ambiente oxidante muy pobre en Sr, Mg, y pobre en Fe y Mn en estado reducido. Las zonas LB tienen muy bajos contenidos en Sr y Fe y Mg y mayores contenidos en Mn, lo que sugiere que su precipitación se produjo en un ambiente subóxico.

La composición isotópica de este cemento en mosaico drúsico, que además se desarrolla principalmente en la parte superior de la sección estratigráfica, es típica de las calcitas meteóricas (Dickson y Coleman, 1980; Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1987, entre otros). Presenta valores bastante negativos y variables en C y más constantes en O (cuyo valor medio es de  $-3.56\text{‰}$ ) (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.18). Estas características isotópicas indican que este cemento precipitó en un sistema abierto, dominado por el fluido, como lo refleja la composición isotópica relativamente constante en O aunque con una influencia importante de C ligero orgánico, probablemente procedente de la oxidación de la materia orgánica del suelo, sobre todo en las zonas más cercanas a la superficie.

Este cemento, en algunos casos, como en la parte más cercana al techo de la unidad arrecifal, es la primera generación que precipita en la porosidad móldica y de tipo *vug*. Sin embargo, en otras ocasiones se encuentra tras el cemento de calcita columnar, sobre el que crece de forma epitaxial (Figs. 3.4.3.8A; 3.4.3.9B). Carecemos de datos isotópicos de la calcita columnar precipitada en estas cavidades previamente al cemento drúsico, debido a su poco

espesor, por lo que no podemos asegurar que las aguas a partir de las cuales precipitó el cemento drúsico de calcita fueron las mismas que las que dieron lugar al neomorfismo de la calcita columnar previa y del resto de los carbonatos marinos. Sin embargo no podemos descartar esta hipótesis. Por un lado el cemento drúsico de calcita precipitó a partir de aguas meteóricas, que comúnmente suelen producir el neomorfismo de los carbonatos marinos, y por otro, algunos de los datos isotópicos de las calcitas columnares tienen composiciones isotópicas en O próximas a las del cemento drúsico (Figs. 3.4.3.3A y 3.4.3.18). Además las composiciones isotópicas más negativas en C del cemento columnar se han obtenido en los tramos relativamente más altos de la unidad arrecifal. Consideramos que es posible que en las zonas más próximas a la superficie de exposición, con mayor cantidad de cavidades de tipo *vug*, el flujo de las aguas meteóricas a través de la unidad arrecifal fuera mayor, y por tanto el sistema fuera abierto y dominado por el fluido, por lo que pudo precipitar el cemento de calcita en mosaico drúsico. Sin embargo, en este sector son abundantes las intercalaciones de niveles carbonáticos bastante limosos (de baja permeabilidad). Por otro lado, los últimos tramos de la unidad arrecifal suelen estar formados por calizas bioconstruidas por corales que suelen tener alrededor costras micríticas peloidales bien desarrolladas, cuya litificación se produce rápidamente, y cuya porosidad primaria, que suele ser inferior a 1 mm de diámetro, está cementada, en muchos casos en su totalidad, por cemento de calcita columnar, que también cementó en gran parte la porosidad móldica de los corales. La precipitación del cemento de calcita columnar en la microporosidad y alrededor de las cavidades de mayor tamaño probablemente pudo disminuir en gran medida la permeabilidad de la roca y, por tanto, las altas tasas de flujo del agua a través de la unidad. Bajo estas condiciones se pudo producir el neomorfismo de la calcita columnar y del resto de los carbonatos marinos en un sistema cerrado con altas tasas de interacción roca/fluido lo que permitió la retención, en gran medida, de la composición isotópica original de estos carbonatos marinos.

### **III.4.3.E.2.d. Cemento de calcita sintaxial**

El cemento de calcita sintaxial, al menos en sus primeras fases de crecimiento, presenta características petrográficas muy similares a las del cemento en mosaico drúsico, por lo que es probable que su precipitación también se produjera en un ambiente freático meteórico. Aunque no disponemos de datos geoquímicos de este cemento, la composición isotópica obtenida en un fragmento de equinodermo de la parte superior de la unidad arrecifal es idéntica, tanto en O como en C, a la de

algunas de las composiciones obtenidas en el cemento de calcita en mosaico drúsico (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.18). Por esta razón, consideramos que, al menos en la parte superior de la unidad arrecifal, el neomorfismo de los equinodermos, y probablemente la precipitación del cemento sintaxial que los rodea, se produjo a partir de las mismas aguas meteóricas a partir de las cuales precipitó el cemento drúsico.

Las generaciones posteriores de calcita ferrosa sintaxial, que en ocasiones suceden a la no ferrosa y NL-LB, probablemente precipitaron bajo condiciones reductoras durante el enterramiento de la unidad y simultáneamente a los cementos de calcita algo ferrosa y ferrosa, de características petrográficas similares, que se interpretarán en sucesivos apartados.

### **III.4.3.E.2.e. Bertierina**

La bertierina se ha observado exclusivamente tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico en algunas cavidades de disolución de la parte superior de la unidad arrecifal, próxima al techo. Aunque las condiciones de precipitación de la bertierina serán discutidas más adelante (en el apartado de interpretación de las fases diagenéticas del techo de la unidad, donde es más abundante) señalaremos que la precipitación de este mineral se ha asociado con las primeras etapas de la diagénesis en ambientes marinos someros y no marinos y con el desarrollo de lateritas (Bhattacharyya, 1983; Taylor, 1990; Taylor y Curtis, 1995; Velde, 1995; Fritz y Toth, 1997; McKay y Longstaffe, 1997).

### **III.4.3.E.3. Fases diagenéticas tardías**

#### **III.4.3.E.3.a. Cemento en mosaico de calcita algo ferrosa y LM anaranjada**

Las características petrográficas y geoquímicas de este cemento de calcita indican que su precipitación se produjo durante las primeras etapas del progresivo enterramiento de la unidad arrecifal en una zona estancada del acuífero. Esta generación de cemento se desarrolla bien sobre el cemento columnar, interpretado como marino originalmente, o bien, en la parte superior de la unidad, tras el cemento drúsico de calcita, que ha sido interpretado como de origen meteórico (Fig. 3.4.3.9A; B; D; E). El contenido en Fe de este cemento de calcita LM anaranjado va aumentando progresivamente desde las primeras zonas de crecimiento hasta la parte final de esta generación (donde puede llegar a ser de hasta 1.04 moles%). Esto indica que su precipitación se produjo a partir de aguas cada vez más reductoras y/o con un mayor contenido en  $\text{Fe}^{2+}$ . El contenido en Mg de estas calcitas también aumenta progresivamente en el

sentido del crecimiento de los cristales. Este hecho, y debido a que el coeficiente de distribución del Mg en la calcita es menor que 1, indica que el fluido a partir del cual precipitó esta calcita tenía altos contenidos en Mg y/o que su precipitación se produjo en un sistema con una tasa de interacción roca/fluido alta, en el cual parte del Mg pudo proceder de los carbonatos encajantes, de origen marino, que en este sector tienen un contenido relativamente alto en Mg.

La composición isotópica en C de este cemento es bastante pesada a lo largo de toda la unidad (Fig. 3.4.3.3A; 3.4.3.19), salvo en las muestras analizadas en la parte superior, próximas al techo, donde la

composición en C es más ligera. Hasta ahora, hemos interpretado las composiciones negativas en C como relacionadas con los carbonatos meteóricos

del suelo, como ocurría con el cemento drúsico interpretado anteriormente. Sin embargo, la composición isotópica en C de este cemento en la mayor parte de la unidad es superior a 0 ‰, por lo que la influencia del carbono orgánico en su precipitación fue muy pequeña o incluso nula. Por otro lado este cemento tiene contenidos relativamente más altos en Mg y Fe que los cementos precipitados a partir de aguas meteóricas, que suelen tener muy pocos cationes disueltos. Consideramos que la composición relativamente ligera en C de este cemento en las zonas próximas al techo y pesada en el resto de la unidad se debió a que el fluido a partir del cual precipitó interactuó con la roca encajante, lo que dio lugar a que sus composiciones isotópicas en C se derivaran, al menos en parte, de los carbonatos adyacentes, isotópicamente más ligeros en C en las zonas próximas al techo (Fig. 3.4.3.3A; B).

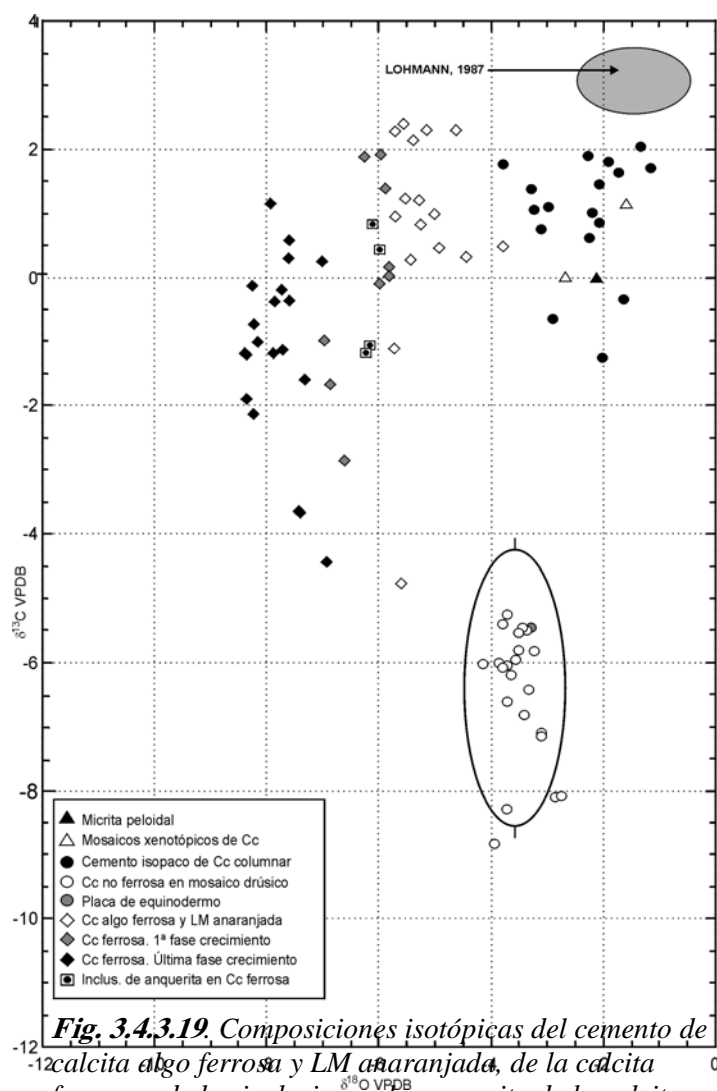
La composición isotópica en O de este cemento (de -5.16 ‰ de media) no es indicativa por sí misma de ningún ambiente diagenético en particular. Sin embargo, esta composición es más ligera que la de los cementos columnar y drúsico sobre los que se desarrolla. Este hecho se puede deber a que el fluido a partir del cual precipitó el cemento de calcita algo ferrosa y LM anaranjada tuviera una composición isotópica en O más ligera que el fluido que precipitó los cementos previos o, que siendo la composición isotópica del fluido similar o distinta en ambos casos, la precipitación de la calcita LM anaranjada se produjera a mayor temperatura (Friedman y O'Neil, 1977). Esta cuestión será discutida en el apartado sobre evolución postsedimentaria.

### III.4.3.E.3.b. Cemento en mosaico de calcita ferrosa y LM oscura

Las características petrográficas y geoquímicas de la calcita ferrosa indican que su precipitación se produjo durante el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal.

Este cemento tuvo que precipitar en un ambiente reductor, ya que presenta altos contenidos en Fe que pueden llegar a ser de hasta 3 moles%. Su contenido en Sr y, sobre todo, en Mg es también relativamente alto (hasta 0.2 y 2.2 moles%, respectivamente) (Fig. 3.4.3.2B), por lo que este cemento tuvo que precipitar a partir de aguas ricas en Mg.

Las T<sub>hs</sub> medidas en las inclusiones fluidas en la parte final de este cemento, presumiblemente primarias, indican que su precipitación se produjo al menos a una temperatura de entre 128 y 142 °C y a partir de un fluido con una alta salinidad de entre 15 y 17 % en peso equivalente de NaCl. Comúnmente las salinidades que han sido obtenidas a partir de las



**Fig. 3.4.3.19.** Composiciones isotópicas del cemento de calcita algo ferrosa y LM anaranjada, de la calcita ferrosa y de las inclusiones de ankerita de la calcita ferrosa.

precipitados cerca de la superficie, en los cuales el C ligero procedía de la oxidación de la materia orgánica

inclusiones fluidas en cementos de enterramiento suelen ser de entre 1 y 10% (Choquette y James, 1990), aunque salinidades mayores han sido también registradas en este tipo de cementos (Moore, 1985; Choquette y James, 1990; Coniglio *et al.*, 1994) sobre todo en secuencias relacionadas con sedimentos evaporíticos. Las altas salinidades en los ambientes de enterramiento profundo se han relacionado con el hecho de que al aumentar la presión, con el aumento del enterramiento, se produce un incremento en la salinidad del agua marina retenida en la porosidad, por la llegada de fluidos procedentes de secuencias evaporíticas, o como consecuencia de las reacciones de hidrólisis de los minerales o transformaciones entre algunos minerales de la arcilla (Hanor, 1987; 1994; Calvet, 1999).

La composición isotópica en C de estas calcitas ferrosas, generalmente superior a  $-2\text{‰}$  indica la escasa incorporación de C ligero orgánico en su estructura. Sin embargo en las zonas superiores de la unidad arrecifal, próximas al techo, la composición isotópica en C es más ligera (Figs. 3.4.3.3A; B; 3.4.3.19). Como se argumentó en el apartado anterior, consideramos que esta variación en los isótopos de C se debe posiblemente a que el fluido a partir del cual precipitó este cemento interactuó con la roca encajante, lo que dio lugar a que al menos parte del C que incorporó en su estructura procediera de los carbonatos adyacentes. La composición isotópica en O de la calcita ferrosa varía entre  $-5.81$  y  $-8.39\text{‰}$ , siendo los valores más negativos los de las últimas fases de crecimiento. Esta tendencia ha sido interpretada por numerosos autores (Dickson y Coleman, 1980; Moore, 1985; Meyers y Lohmann, 1985; Choquette y James, 1990, entre otros) como consecuencia del aumento de la temperatura del fluido producto del enterramiento progresivo de la unidad. Teniendo en cuenta que las Ths obtenidas en las últimas zonas de crecimiento de este cemento (donde el valor isotópico en O medio de estas calcitas es de  $-7.8\text{‰}$ ) varían entre aproximadamente  $130$  y  $140^\circ\text{C}$ , la composición en O (SMOW) del fluido a partir del cual habría precipitado en equilibrio la calcita ferrosa, al menos las últimas zonas de crecimiento, habría sido de entre  $+8.4$  y  $+9.2\text{‰}$  (Friedman y O'Neil, 1977). Composiciones isotópicas pesadas en O de hasta  $+29\text{‰}$  han sido ya constatadas en aguas de formación actuales por Land y Prezbindowski (1981); Choquette y James (1990).

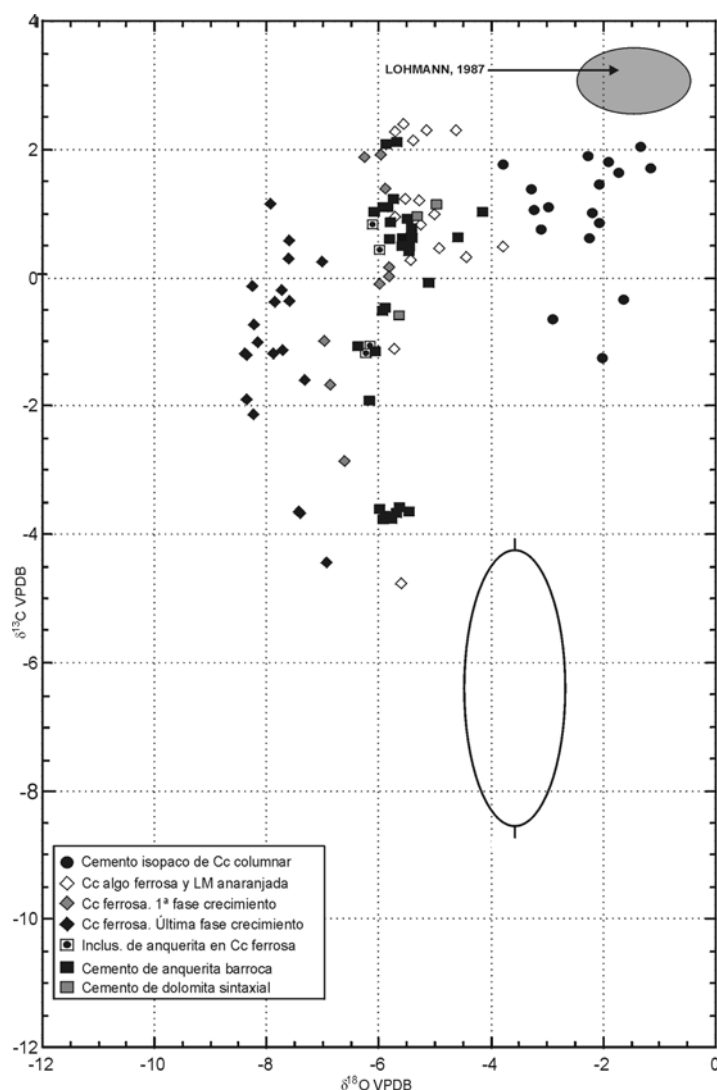
Las inclusiones de ankerita que se han observado en la calcita ferrosa (Figs. 3.4.3.10B; C; 3.4.3.11B), también precipitaron en un ambiente reductor a partir de fluidos con abundantes cationes disueltos. Sin embargo es improbable que la ankerita que forma estas inclusiones precipitara coetáneamente y a partir

del mismo tipo de fluido que la calcita ferrosa. Si tenemos en cuenta las concentraciones de elementos traza de la dolomita en equilibrio molar con los de la calcita ( $^{m}\text{Me}_{\text{dolomita}}/^{m}\text{Me}_{\text{calcita}}$ ) éstas son de:  $0.43$ - $0.50$  para el Sr;  $2.32$ - $3.57$  para el Mg y  $1.18$  para el Fe (Kretz, 1982; Veizer, 1983). Esto significa que si una calcita, como en nuestro caso la calcita ferrosa, tiene un contenido medio en Mg y Fe de  $1$  y  $0.8$  moles%, respectivamente, la dolomita precipitada a partir del mismo fluido tendría  $1.18$  veces más de Fe y de  $2.32$  a  $3.57$  veces más en Mg, lo que en nuestro caso no se cumple, ya que la ankerita que forma estas inclusiones tiene unos contenidos  $10$  veces superiores en Fe y unas  $37$  veces superiores en Mg (Fig. 3.4.3.2B). El hecho de que el contenido en Fe sea tan distinto en las inclusiones de ankerita y en la calcita ferrosa que las alberga sugiere la improbabilidad de que la precipitación de las inclusiones de ankerita y de la calcita ferrosa se produjera como consecuencia de la disolución incongruente o de un proceso de exsolución en estado sólido de precursor de HMC, como han sugerido Lohmann y Meyers (1977) para explicar las inclusiones de microdolomita en las placas de equinodermo y en los cementos radiales. Consideramos, por tanto que estos dos minerales no pudieron coprecipitar o precipitar a partir del mismo fluido. Por otro lado, la composición isotópica media en O de la calcita ferrosa (de  $-7.8\text{‰}$ ) es más ligera que la composición isotópica media en O de las inclusiones de ankerita, que es de  $-6.1\text{‰}$  (Fig. 3.4.3.3A). Teniendo en cuenta que las Ths medidas en las inclusiones fluidas presumiblemente primarias de la calcita ferrosa están comprendidas entre  $130$  y  $140^\circ\text{C}$ , si las inclusiones de ankerita hubieran precipitado a la vez que la calcita ferrosa la composición isotópica del fluido a partir del cual tuvo que precipitar la ankerita de las inclusiones habría sido de entre  $+7.7$  y  $+8.7\text{‰}$  (SMOW), composiciones algo más ligeras que las del fluido a partir del cual precipitó la calcita ferrosa (Sheppard y Schwarcz, 1970; Friedman y O'Neil, 1977).

Por otro lado, se han podido observar inclusiones de ankerita no sólo en esta generación de calcita ferrosa, sino también, aunque en menor proporción, en el interior del cemento de calcita algo ferrosa y LM anaranjada.

Por todas estas razones, consideramos probable que estas inclusiones de ankerita, más abundantes y de mayor tamaño cerca del contacto entre la calcita ferrosa y el cemento de ankerita posterior, y con una composición elemental e isotópica muy similar a la del cemento de ankerita (Figs. 3.4.3.2B; 3.4.3.3A; 3.4.3.20), precipitaron a partir del mismo fluido, y posiblemente coetáneamente, con el cemento de ankerita que se interpretará en el siguiente apartado.





Por último conviene señalar que la calcita ferrosa puede tener abundantes inclusiones de caolín vermicular que presenta los bordes de los cristales corroídos y que habría precipitado en una etapa

**Fig. 3.4.3.20.** Composiciones isotópicas del cemento de anquerita barroca y del cemento sintaxial de dolomita. Obsérvese la similitud entre los datos isotópicos de las inclusiones de anquerita, presentes en el interior de la calcita ferrosa, y del cemento de anquerita. La elipse define la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores obtenidos en C y O del cemento en mosaico drúsico de calcita no ferrosa.

previa (Fig. 3.4.3.10B).

### III.4.3.E.3.c. Cemento de anquerita barroca

Como se comentó en el capítulo sobre la diagénesis de los sectores previamente estudiados, la mayor parte de los autores que han estudiado anqueritas y dolomitas barrocas coinciden en que estos minerales precipitan durante el enterramiento a temperaturas de entre 60 y 150° C (Radke y Mathis, 1980; Machel, 1987; Moore *et al.*, 1988; Sellwood *et al.*, 1989; Sun *et al.*, 1992; Quing y Mountjoy, 1994;

Spötl y Pitman, 1998; Hendry *et al.*, 1999, entre otros).

En este sector, el cemento de anquerita precipitó tras el cemento de calcita ferrosa, que en la zona de contacto está corroída (Fig. 3.4.3.10C), y en alguna ocasión remplazada por la anquerita. Este hecho implica que previamente o durante la precipitación de la anquerita las características del fluido existente en la porosidad fueron agresivas para el cemento de calcita ferrosa, por lo que se produjo su corrosión y disolución parcial. Este proceso de disolución parcial, que aunque en menor medida también afectó a la calcita algo ferrosa y LM anaranjada, dio lugar a la creación de la porosidad intracristalina en estos cementos de calcita, que fue rellenada entonces por la anquerita que aparece en forma de inclusiones.

La precipitación de la anquerita se tuvo que producir en un ambiente reductor y en un sistema dominado por el fluido ya que no es probable que los altos contenidos en Fe y Mg de la anquerita pudieran proceder de la roca encajante. Sin embargo, la composición isotópica en C de la anquerita es más ligera en las muestras de la parte superior de la unidad arrecifal próxima al techo (Fig. 3.4.3.3A; B; 3.4.3.20), lo que sugiere que el fluido a partir del cual precipitó la anquerita interactuó con los carbonatos adyacentes, más ligeros en C en la parte superior de la unidad, y a los que de hecho remplace en algunos casos.

Las T<sub>hs</sub> medidas en las inclusiones fluidas primarias de la parte final de este cemento de anquerita sugieren que, al menos durante las últimas etapas, la anquerita precipitó a una temperatura de, al menos, entre 140 y 157° C y a partir de un fluido de salinidad entre 14 y 16% en peso equivalente de NaCl. Estos rangos de temperaturas y salinidades medidas en las inclusiones fluidas de anqueritas y dolomitas barrocas han sido ya constatados por otros autores (Lee y Friedman, 1987; Mountjoy y Halim-Dihardja, 1991; Zeeh *et al.*, 1995; Moritz *et al.*, 1996). En concreto, las altas salinidades han sido relacionadas con fluidos cuyo alto contenido en sales procedería de su interacción con sedimentos siliciclásticos o evaporíticos (Spötl y Pitman, 1998).

La composición isotópica en O del cemento de anquerita tiene un valor medio de -5.7 ‰. Teniendo en cuenta que las T<sub>hs</sub> obtenidas en las últimas zonas de crecimiento de este cemento varían entre aproximadamente 140 y 157° C, la composición en O (SMOW) del fluido a partir del cual habría precipitado la anquerita en equilibrio, al menos las últimas zonas de crecimiento, habría sido de entre +9.1 y +10.6 ‰ (Sheppard y Schwarcz, 1970).

El cemento de anquerita se encuentra en ocasiones remplazado por calcita no ferrosa muy rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y de luminiscencia heterogénea, debido a la gran cantidad de inclusiones, LB-LM. Esta calcita rica en inclusiones probablemente precipitó en un ambiente subóxico a partir de aguas con un Eh lo suficientemente positivo como para oxidar al Fe, procedente del Fe en estado ferroso de la anquerita, y precipitar los óxidos/hidróxidos de Fe, pero no lo suficientemente positivo como para oxidar al Mn, que habría provocado la luminiscencia amarillo-anaranjada de esta calcita.

#### **III.4.3.E.3.d. Cemento sintaxial de dolomita**

El cemento sintaxial de dolomita precipitó tras un proceso de corrosión que afectó al cemento de anquerita y que dio lugar a la formación de las cavidades estrechas e irregulares de tipo canal que afectan a la anquerita (Figs. 3.4.3.10F-H; 3.4.3.11C). Este cemento sintaxial tiene un contenido medio en moles de  $\text{FeCO}_3$  de 2.25% (mucho más bajo que el del cemento de anquerita) (Fig. 3.4.3.2B). Esto sugiere que el fluido a partir del cual precipitó el cemento sintaxial, aunque también reductor, tenía contenidos en Fe menores que el que precipitó la anquerita. La salinidad medida en las inclusiones fluidas del cemento sintaxial (de entre 12 y 12.6 % en peso equivalente de NaCl) indican que la salinidad del fluido que precipitó el cemento sintaxial de dolomita fue también menor que la del fluido a partir del cual precipitó la anquerita (de entre 15 y 17 %). Las T<sub>hs</sub> medidas en las inclusiones primarias de este cemento sintaxial sugieren que su precipitación se produjo al menos a unas temperaturas de entre 155 y 176° C (temperaturas algo mayores que las medidas en las inclusiones fluidas del cemento de anquerita). La composición isotópica en O media de este cemento es de -5.3 ‰, por lo que si precipitó a una temperatura de entre 155 y 176° C, la composición isotópica del fluido a partir del cual habría precipitado en equilibrio habría sido de entre +10.8 y +12.5‰ (Sheppard y Schwarcz, 1970), es decir, más pesada que la que precipitó el cemento de anquerita. La composición isotópica en C del cemento sintaxial, por otro lado, indica la escasa incorporación de carbono ligero orgánico en su estructura.

#### **III.4.3.E.3.e. Cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino**

Este cemento de calcita, presenta unas características petrográficas y geoquímicas que no son indicativas de ningún ambiente diagenético específico. Su contenido en Fe y Mn es muy bajo (Fig. 3.4.3.2B), por lo que este cemento de calcita en mosaico equicristalino pudo precipitar a partir de un

agua de características oxidantes o bien, a partir de aguas de características reductoras pero con muy poco Fe y Mn disuelto. Su contenido en Sr puede llegar a ser de hasta 0.26 moles% y, su contenido en Mg puede llegar a ser incluso de hasta 0.78 moles%, por lo que, teniendo en cuenta que el coeficiente de distribución del Mg y sobre todo del Sr en la calcita son menores de 1 (Veizer, 1983), la cantidad relativa de Mg y Sr disuelta en el fluido tenía que ser relativamente alta.

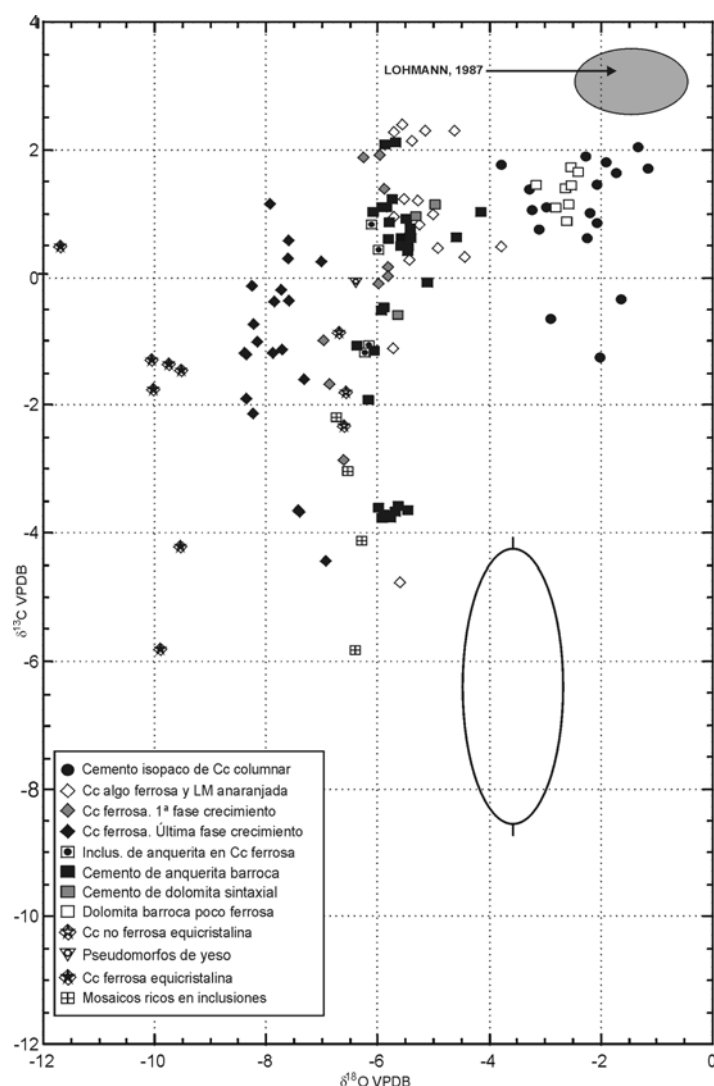
Su composición isotópica tampoco es indicativa de ningún ambiente diagenético específico. Los valores relativamente pesados en C, de hasta -2.3 ‰, suponen la escasa participación de carbono ligero de origen orgánico en su estructura y los valores isotópicos en O se pueden obtener en calcitas precipitadas a partir de aguas meteóricas a temperaturas ambientales o bien precipitadas a partir de aguas de composiciones isotópicas más pesadas pero a mayores temperaturas (Friedman y O'Neil, 1977; Rollinson, 1993) (Figs. 3.4.3.3; 3.4.3.21).

En cualquier caso, este cemento precipitó tras las pirritas de secciones hexagonales y tras la fase mineral que, una vez disuelta, dio lugar a los pseudomorfos de morfología tabular, actualmente rellenos de hidrocarburos, a los que engloba (Figs. 3.4.3.10E-G; 3.4.3.11C; E; 3.4.3.12A; B). Posiblemente también precipitó tras los agregados vermiculares de caolín que se encuentran tras el cemento sintaxial de dolomita o anquerita en algunos recovecos, aunque en este caso la calcita cesó su crecimiento en las zonas de contacto entre ambas fases minerales (Fig. 3.4.3.12C).

Las inclusiones fluidas que han podido ser examinadas en este cemento son en todos los casos secundarias, pero su estudio sugiere que este cemento de calcita sufrió al menos dos periodos de microfracturación. Durante unos ellos por estas microfracturas circularon fluidos a una temperatura de al menos 142-147° C y con una salinidad de alrededor del 13% en peso equivalente de NaCl. Durante el otro, circularon fluidos de menor temperatura (entre 74 y 120° C) y de menor salinidad (entre 8.7 y 13%).

#### **III.4.3.E.3.f. Hidrocarburos sólidos**

Los hidrocarburos se han observado, comúnmente asociados a la fluorita, en el interior de las cavidades de tipo canal, estrechas e irregulares que afectan a la anquerita (e incluso al cemento de calcita ferrosa) y que en primer lugar están tapizadas por cemento de dolomita sintaxial (Figs. 3.4.3.11E; F; 3.4.3.12D). Es posible que estos canales pudieran ser una de las vías



de entrada de los hidrocarburos, presumiblemente en estado líquido.

**Fig. 3.4.3.21.** Composiciones isotópicas de la calcita no ferrosa y ferrosa en mosaico equicristalino, la dolomita barroca poco ferrosa, los mosaicos de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y de los pseudomorfos de yeso desarrollados en la parte media de la unidad arrecifal.

También se han observado hidrocarburos en el interior de los pseudomorfos de morfología tabular que se encuentran englobados en los cristales del cemento de calcita no ferrosa equicristalina (interpretado en el apartado anterior) y también, en menor proporción, en el interior de los cristales de fluorita cuando ésta se pone en contacto con las zonas en las que la calcita contiene estas estructuras tabulares. (Fig. 3.4.3.12A; B). Es posible que otra vía de llegada de los hidrocarburos a estas cavidades fuera la porosidad creada tras la disolución del mineral de morfología tabular. En cualquier caso, creemos que la llegada de los hidrocarburos tuvo que ser posterior a la precipitación de la calcita. En el caso contrario, si la fase mineral tabular se hubiese disuelto antes de la precipitación de la calcita, es difícil concebir que se conservara la morfología tabular en sus pseudomorfos.

Por otro lado, los hidrocarburos engloban a cristales de pirita y caolín vermicular que precipitaron antes de la llegada de los hidrocarburos a estas cavidades (Fig. 3.4.3.12E-F). Es posible que la entrada de los hidrocarburos a las cavidades previamente cementadas por el cemento de calcita no ferrosa equicristalina se produjera a favor de la microporosidad existente entre los vermiculos del caolín situados entre el cemento de ankerita o dolomita sintaxial y el de calcita (Fig. 3.4.3.12C), y que, como se comentó en el apartado anterior, no fue cementada por la calcita.

### III.4.3.E.3.g. Fluorita, celestina, baritina y esfalerita

En este apartado se tratará de dar una interpretación conjunta a la presencia de estos minerales. Por un lado porque suelen estar asociados, salvo la esfalerita que suele encontrarse en cristales aislados, y porque junto con la dolomita barroca, constituyen una de las paragénesis típicas de determinados yacimientos minerales de Zn-Pb-Ba-F que comúnmente se han denominado de tipo Mississippi Valley (MVT) (Ohle, 1959; Sverjensky, 1989). Las características comunes a estos yacimientos, según estos mismos autores, son: 1. Las mineralizaciones están estratoligadas y las rocas encajantes corresponden a calizas o dolomitas; 2. Pueden formar remplazamientos estratificados, o pueden estar en venas o en porosidad de tipo *vug*; 3. La mineralización suele estar constituida por esfalerita, galena, pirita, marcasita, calcopirita, fluorita, baritina, dolomita, calcita y cuarzo. En cualquier caso no siempre tienen que estar presentes todos estos minerales, y sus proporciones relativas pueden ser muy variables; 4. No suelen estar asociadas a rocas ígneas; 5. A menudo están asociadas a bitumen, petróleo o metano; 6. Se encuentran en zonas con poca deformación; 7. A menudo están relacionadas espacialmente con zonas en las que el basamento está alto; 8. Hay disolución de la roca encajante; 9. Las composiciones isotópicas en C y O de la roca encajante disminuyen en las zonas próximas al yacimiento; 10. Las inclusiones fluidas contienen salmueras dentro del sistema Na-Ca-Cl y temperaturas de homogeneización entre 50 y 200° C; 11. El espesor total, reconstituido, de los sedimentos es más pequeño sobre el yacimiento; 12. Los isótopos de S y los isótopos radiogénicos de Pb son distintivos en cada distrito.

En el sector de Cameros son varias la minas de Pb-Zn que se han explotado en el pasado en el área de la Sierra del Madero, en la Provincia de Soria (IGME, 1974; Rey de la Rosa, 1973) y en el área de Jubera, próxima al Sector de Torrecilla (a menos de 20 Km al E) (INI, 1979) (Fig. 1.3.1A). En el primer caso la

roca encajante de las mineralizaciones (formadas por galena, baritina, pirita y cuarzo principalmente) corresponde a la Fm. kimmeridgiense arrecifal Torrecilla en Cameros. En el segundo caso, las rocas encajantes corresponden a calizas y dolomías mesozoicas y a conglomerados del *Weald* y del Mioceno inferior (INI, 1979). En este caso, las mineralizaciones, que están asociadas a la presencia de materia orgánica, están formadas por galena, esfalerita, marcasita, calcopirita, covellina y tetraedrita. Una característica común en ambos casos es la asociación de estas mineralizaciones con fracturas. Por otro lado, en ambos casos las mineralizaciones se encuentran en zonas muy tectonizadas próximas a los cabalgamientos que limitan actualmente a la Cuenca de Cameros (Fig. 1.3.1A, B).

En nuestro caso, todos los minerales que forman la paragénesis (fluorita, celestina, baritina y esfalerita) tuvieron que precipitar en un sistema abierto, dominado por el fluido, ya que es improbable que pudieran obtener de la roca encajante las cantidades necesarias de F, Zn, Sr y Ba para su formación.

La precipitación de la fluorita tuvo lugar tras la de la calcita no ferrosa en mosaico equicristalino a la que también reemplaza (Fig. 3.4.3.11D-F).

La relación temporal entre la precipitación de la fluorita y la llegada de los hidrocarburos no ha podido ser determinada con seguridad. Por un lado, la presencia de hidrocarburos está asociada a la de la fluorita, pero no al contrario, ya que son más abundantes las ocasiones en las que la fluorita no está asociada a los hidrocarburos. Por otro lado la asociación hidrocarburos-fluorita se restringe a la zonas en las que hay agregados de caolín, pseudomorfos tabulares o a las cavidades estrechas e irregulares de tipo canal que afectan, principalmente, al cemento de anquerita (Figs. 3.4.3.11E-F; 3.4.3.12A-B; E-F)).

Es posible que tras la precipitación de la calcita no ferrosa equicristalina, tuviera lugar la de la fluorita, bien en la porosidad remanente, o bien de manera reemplazativa. La fluorita pudo entonces precipitar, reemplazando en parte a la calcita, en las zonas en las que, tras la anquerita y el cemento sintaxial de dolomita, había precipitado el caolín (cuya microporosidad no había sido cementada por la calcita) y tras los cristales, todavía no disueltos, del mineral de morfología tabular, más abundantes en la calcita. Esto explicaría el hecho de que se conserve la morfología tabular en los pseudomorfos del interior de la calcita y la fluorita. En este caso habría sido entonces cuando se disolvieron los cristales tabulares

y se produjo la llegada de los hidrocarburos que rellenaron la microporosidad del caolín y los pseudomorfos tabulares.

Por el contrario, también pudo ser posible que tras la precipitación de la calcita equicristalina se produjera la disolución de los cristales tabulares y la llegada de los hidrocarburos, que se habrían introducido en las cavidades irregulares de tipo canal, entre los cristales de caolín (cuya porosidad no había sido cementada por calcita) y en la porosidad creada tras la disolución de los cristales tabulares. En este caso la fluorita habría precipitado posteriormente, rellenando la porosidad remanente y reemplazando a la calcita (a favor de las zonas de contacto entre ésta y los hidrocarburos) aunque conservando en su interior algunos pseudomorfos tabulares ya rellenos de hidrocarburos y que no habrían sido reemplazados.

Las inclusiones fluidas que han podido ser examinadas en la fluorita son en todos los casos secundarias, pero su estudio sugiere que la fluorita sufrió al menos dos periodos de microfracturación. Durante uno de estos periodos de microfracturación circularon fluidos con mucho gas (metano, al menos en parte), con una salinidad de alrededor del 12% en peso equivalente de NaCl y a una temperatura de entre 180 y 190°. Durante el segundo periodo de microfracturación circularon fluidos de menor salinidad (entre 4 y 11.5) y a temperaturas entre 160 y 190° C.

La celestina, y la baritina, en los casos en los que han podido ser observadas, están siempre asociadas a la fluorita que generalmente se encuentra en forma de inclusiones muy irregulares, con los bordes muy corroídos y de tamaños hasta milimétricos en el interior de los cristales de celestina. Es posible que la celestina y la baritina precipitaran después de la fluorita, reemplazándola en parte y englobándola (Fig. 3.4.3.14A).

La relación temporal entre la esfalerita (que es muy poco ferrosa) y el cemento de anquerita, fluorita y celestina no ha podido ser determinada debido a que en ningún caso la hemos encontrado en contacto con estos minerales. Solo podemos asegurar que la esfalerita precipitó, al menos, tras el cemento de calcita ferrosa, sobre el que se ha observado ocasionalmente. En cualquier caso, no se puede descartar que su precipitación pudiera estar relacionada con la de la fluorita y celestina.

#### ***III.4.3.E.3.h. Dolomita barroca poco ferrosa***

En este sector, la dolomita barroca precipitó al menos tras la fluorita, a la que frecuentemente está asociada y a la que reemplaza (Fig. 3.4.3.14B; C). El

fluido a partir del cual precipitó tenía que ser muy rico en Mg y sin embargo pobre en Fe, ya que el contenido máximo en Fe de esta dolomita es de 2 moles%. No disponemos de datos microtermométricos de este mineral, sin embargo es posible que, debido a su hábito barroco, y como apuntan la mayor parte de los autores precipitara a una temperatura de al menos entre 60 y 150° C (Radke y Mathis, 1980; Spötl y Pitman, 1998, entre otros).

Su composición isotópica en C, pesada, indica la escasa, o incluso nula, incorporación de carbono ligero de origen orgánico en la estructura de la dolomita. Su composición isotópica en O, como la de C, es muy similar a la del cemento de calcita columnar (Figs 3.4.3.3A; 3.4.3.21), sin embargo es improbable que precipitara a partir de un fluido de características isotópicas similares. Esto se debe, además de a las diferencias composicionales y a las condiciones de precipitación de ambos minerales, a la diferencia en el fraccionamiento del O que existe entre la calcita y dolomita ya que, precipitadas a partir de un mismo fluido y a igual temperatura, tendrían distinta composición isotópica (más pesada en la dolomita) (Fritz y Smith, 1970; Sheppard y Schwarcz, 1970; Friedman y O'Neil, 1977).

En cualquiera de los casos la dolomita barroca no pudo precipitar a partir de un fluido de igual o más ligera composición isotópica en O y a igual o mayor temperatura que el cemento de anquerita (Sheppard y Schwarcz, 1970).

#### **III.4.3.E.3.i. *Cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino***

Este cemento, que es escaso, precipitó, al menos, tras el cemento de anquerita y el de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.4.3.14D). Sus características petrográficas y geoquímicas sugieren que su precipitación se produjo en un ambiente reductor y pobre en Mg. Su composición isotópica en O es la más ligera de todos los carbonatos analizados, lo que sugiere que su precipitación se produjo a temperaturas relativamente elevadas. Su composición isotópica en C sin embargo, es variable y más negativa en las muestras próximas al techo de la unidad. Es improbable que en este caso esta variación se deba a que durante su precipitación se estuviera desarrollando un perfil edáfico en zonas adyacentes, lo que hubiera podido aportar C ligero orgánico procedente de la oxidación de la materia orgánica. Como en varios de los cementos interpretados previamente, consideramos que estas variaciones se deben a la interacción del fluido con la roca encajante (Fig. 3.4.3.3A; 3.4.3.21).

#### **III.4.3.E.3.j. *Mosaicos blocky de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones***

Como en los sectores anteriormente estudiados, las características petrográficas de estos mosaicos con abundantes inclusiones sugieren un origen remplazativo.

En la mayor parte de los casos están formados por cristales de calcita no ferrosa que pueden tener extinción ondulante y contienen una gran cantidad de inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe que se acumulan a favor de los planos de exfoliación, frecuentemente curvados, y también a favor de planos de crecimiento de morfología euhédrica. Esto sugiere que en este caso estos mosaicos procedieron del remplazamiento del cemento de anquerita,

Sólo esporádicamente los cristales de calcita no ferrosa que forman estos mosaicos tienen extinción recta, contienen menos inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y se sitúan tras el cemento de calcita poco ferrosa y LM anaranjada precipitada durante las primeras etapas del enterramiento. En este caso es probable que procedan de la disolución incongruente del cemento de calcita ferrosa.

En cualquiera de los dos casos, las características petrográficas y geoquímicas de estos mosaicos de calcita no ferrosa más o menos ricos en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, y de luminiscencia LB-LM heterogénea, sugieren que precipitaron en un ambiente subóxico.

Las composiciones isotópicas de la calcita que remplaza a la anquerita, constantes en O y variables y ligeras en C (Figs. 3.4.3.2A; 3.4.3.21), son compatibles con su precipitación en un ambiente meteórico y con una interacción roca/fluido variable (Lohmann, 1987). Interpretamos que estos mosaicos ricos en inclusiones precipitaron en un ambiente meteórico subóxico en una zona estancada del acuífero que impidió que la mayor parte del  $\text{Fe}^{3+}$  no se fuera en disolución y precipitara en forma de óxidos/hidróxidos.

#### **III.4.3.E.4. *Pseudomorfos de yeso***

Los pseudomorfos de yeso se han observado esporádicamente en los tramos medios-superiores de la unidad y también en el techo, edafizado, de la unidad arrecifal (Figs. 3.4.3.13D-E; 3.4.3.15B; E). Consideramos que en ambos casos la precipitación de los cristales de yeso precursores se produjo a la vez y probablemente durante las primeras etapas de la diagénesis, aunque este punto será discutido más ampliamente en los apartados III.4.3.F.1.c. y III.4.3.I.2.

En la parte media de la unidad, una vez disuelto el yeso, precipitó clorita magnésica alrededor de los bordes de la porosidad móldica. El resto está relleno de un mosaico de calcita cuyas características petrográficas y geoquímicas son muy similares a las del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.21), por lo que consideramos que en ambos casos el origen de la calcita pudo ser el mismo. Esta calcita fue posteriormente remplazada en parte por la fluorita que esporádicamente se ha encontrado en el interior de alguno de estos pseudomorfos.

### III.4.3.E.5. Cuarzo autigénico

Las características petrográficas tanto del cuarzo fibroso como de los crecimientos sintaxiales de megacuarzo, sugieren un origen remplazativo en ambos casos (Fig. 3.4.3.13F-G).

El cuarzo fibroso remplaza selectivamente a algunos fósiles como equinodermos y serpulidos, en algún caso a los corales, y también a la matriz micrítica. Este tipo de remplazamiento selectivo de determinados fósiles carbonáticos y matriz micrítica por cuarzo ha sido descrito por algunos autores como Meyers (1977) y Hatfield (1975).

Los crecimientos sintaxiales de megacuarzo remplazan a la matriz micrítica, al cemento fibroso y al cemento micrítico (Fig. 3.4.3.13G), por lo que este proceso se tuvo que producir, al menos tras la precipitación de estos cementos marinos.

Como se comentó en el capítulo sobre la diagénesis del Sector de Soria, son numerosos los autores que consideran que la silicificación del cuarzo en secuencias carbonáticas se produce en etapas tempranas de la diagénesis. Sin embargo, y como en el Sector de Soria, en este caso tampoco disponemos de ninguna evidencia petrográfica que nos haga suponer un origen temprano o tardío para ninguna de las variedades de cuarzo observadas.

En este sector son muy abundantes las espículas de esponjas que, bien fueran en origen de naturaleza calcítica u opalina, están disueltas y cementadas, al menos como primera generación, por calcita columnar que ha sido interpretada como de origen marino. Esto supone que la disolución de las espículas se produjo durante las primeras etapas de la diagénesis. Es posible que la fuente de sílice necesaria para producir la silicificación de los carbonatos en este sector pudiera proceder, como sugieren numerosos autores, de la disolución de las espículas, de haber sido éstas de naturaleza silíceas (Meyers, 1977; Knauth, 1979; Geeslin y Chafetz, 1982; Hesse, 1990a).

### III.4.3.E.6. Pirita

En este sector son abundantes las piritas que remplazan a la matriz y que pueden tener morfologías y tamaños muy dispares. Como se ha explicado en anteriores apartados, en este sector se han observado abundantes piritas rellenas de la porosidad o remplazando a los carbonatos precipitados durante la diagénesis profunda. Por esta razón no podemos argumentar sobre el origen de las piritas que se encuentran remplazando a la matriz micrítica.

Sin embargo, en algunos casos hemos observado pirita rellena completamente la porosidad intragranular de algunos foraminíferos (Fig. 3.4.3.13H) y de algunas conchas de braquiópodos puntuados. Es probable que, al menos en estos casos, la precipitación de la pirita que rellena esta porosidad se produjera durante las primeras etapas de la diagénesis marina, por debajo de la interfase agua-sedimento. En esta zona la materia orgánica de los sedimentos, e incluso la de los mismos organismos muertos, en el interior de los cuales aparece la pirita, se pudo descomponer principalmente por la acción de las bacterias que consumen oxígeno creándose un ambiente reductor (Tucker, 1987). En este tipo de ambiente, la precipitación de pirita se suele deber a la actividad de las bacterias sulfato-reductoras, principalmente, que producen  $\text{SH}_2$  que reacciona con el  $\text{Fe}^{2+}$  que está en solución (Berner, 1970).

### III.4.3.E.7. Fracturas

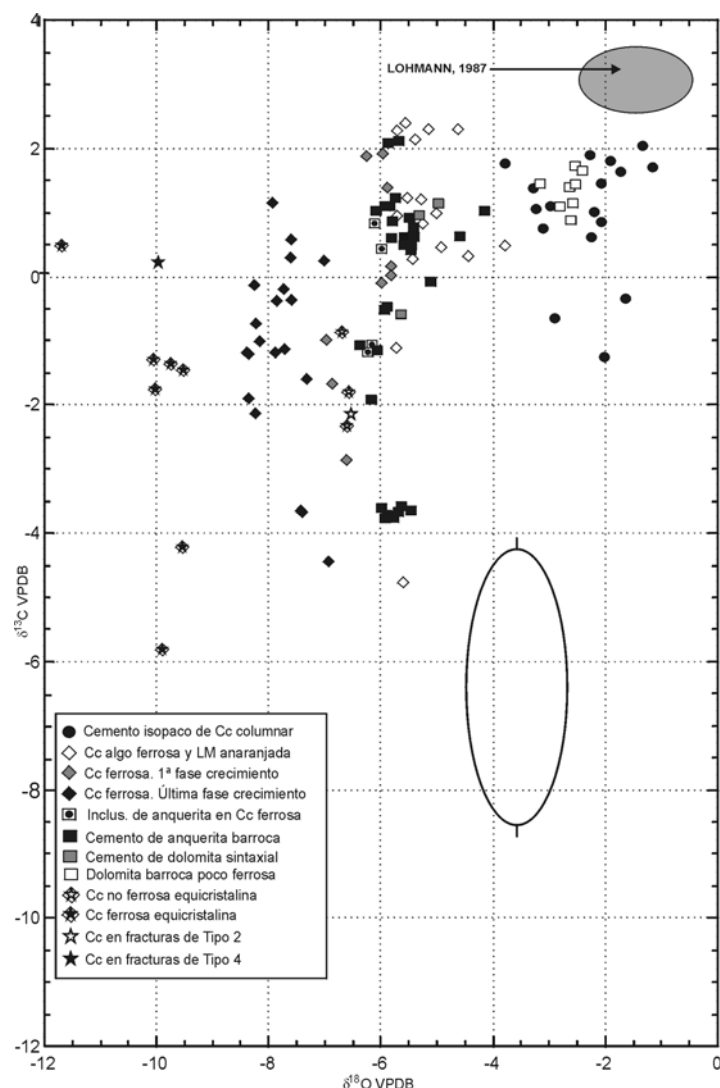
#### III.4.3.E.7.a. Fracturas de Tipo 1

Estas fracturas, afectan a los carbonatos diagenéticos muy tempranos y tempranos. La primera generación de cemento que las rellena es la de calcita algo ferrosa y LM anaranjada que precipitó durante las primeras etapas del enterramiento de la unidad arrecifal (Fig. 3.4.3.14E). Es posible que la formación de estas fracturas, que además suelen tener una disposición perpendicular a la estratificación, estuviera asociada a las primeras etapas del *rifting* que a partir del Titónico dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros.

#### III.4.3.E.7.b. Fracturas de Tipo 2

Estas fracturas se formaron posteriormente a la precipitación del cemento de calcita ferrosa y de ankerita (Fig. 3.4.3.14F). Su relleno está formado por un mosaico de calcita cuyas características petrográficas y geoquímicas son muy similares a las del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.4.3.3A; 3.4.3.22) al que en ningún caso afectan estas fracturas. Por estas razones consideramos que la precipitación de la calcita de estas fracturas y la de la de

calcita no ferrosa equicristalina se pudo producir a partir del mismo fluido.



**Fig. 3.4.3.22.** Composiciones isotópicas de la calcita que rellena las fracturas de Tipo 2 y de Tipo

**III.4.3.E.7.c. Fracturas de Tipo 3**  
Estas fracturas se han observado en una sola muestra, pero el hecho de que esté cementada por fluorita supone que su formación probablemente estuvo ligada a la llegada del fluido que dio lugar a la precipitación de este mineral (Fig. 3.4.3.14G).

#### III.4.3.E.7.d. Fracturas de Tipo 4

Estas fracturas se desarrollaron, al menos, posteriormente a la precipitación de la fluorita, esfalerita y de la dolomita barroca poco ferrosa (Fig. 3.4.3.14H). La calcita que las cementa tiene unas características petrográficas e isotópicas muy

similares a las del cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.22), por lo que es posible que precipitaran a partir del mismo fluido, fluido que habría sido reductor, de alto contenido en Fe, y tendría una temperatura relativamente elevada (como lo sugiere la composición isotópica en O relativamente ligera de estas calcitas).

Alineados paralelamente a estas fracturas se han observado planos secundarios con inclusiones fluidas bifásicas homogéneas en las fluoritas (cuyas *T<sub>h</sub>* varían entre 182 y 189° C). Es posible que estos planos secundarios en la fluorita se formaran coetáneamente al desarrollo de estas fracturas.

#### III.4.3.E.8. Estilolitos

En esta sección se han observado estilolitos paralelos y transversales a la estratificación, aunque no nos ha sido posible discriminar con seguridad si estos estilolitos pertenecen a una o a varias familias. Es posible que los estilolitos paralelos a la estratificación y con gran cantidad de cuarzo y residuo insoluble acumulado a lo largo de ellos se produjeran como consecuencia de la presión litostática generada por la carga de sedimentos (Choquette y James, 1990; Tucker y Wright, 1990; Andrews y Railsback, 1997). De hecho, en este sector, el espesor de los sedimentos que se depositaron sobre la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros fue de unos 3000 m, correspondientes al registro del Jurásico terminal y Cretácico inferior (Guimerá *et al.*, 1995) y de unos 800-900 m correspondientes al del Cretácico superior (Alonso *et al.*, 1993).

Las fracturas de Tipo 2 están afectadas también por los estilolitos, aunque debido a que los estilolitos que las cortan cambian de dirección (de paralela a transversal a la estratificación) es difícil asegurar si éstos se formaron debido a la presión litostática a esfuerzos tectónicos, o a ambos procesos sobreimpuestos.

Las fracturas de Tipo 3 son transversales (al menos en la muestra en la que se han podido observar) y los estilolitos que las limitan en sus bordes también lo son, por lo que es posible que en este caso éstos se produjeran como consecuencia de los esfuerzos tectónicos (Fig. 3.4.3.14G).

#### III.4.3.F. Interpretación de las fases diagenéticas desarrolladas en el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros

En este apartado se realizará la interpretación, por separado, de cada una de las fases diagenéticas observadas en el techo de la Fm. Torrecilla en



Cameros, aunque muchas de estas fases están relacionadas genéticamente. La discusión sobre las relaciones genéticas y temporales entre estas fases se realizará en el apartado sobre la evolución diagenética.

### III.4.3.F.1. Calizas edafizadas de la Fm. Torrecilla en Cameros

#### III.4.3.F.1.a. Calizas micríticas nodulizadas

Las características petrográficas y geoquímicas de las calizas micríticas que se han observado en esta zona de techo remplazando a las calizas arrecifales son compatibles con la de las micríticas nodulizadas (Wright, 1987; Tucker, 1991) que se desarrollan en un arrecifal una vez expuesto a la meteorización y ferruginizado (Fig. 3.4.3.15A). Los nódulos representan un proceso de septarización y deshidratación de su núcleo (Raiswell, 1971; Duckworth, 1991) los nódulos contienen en su interior yeso (Fig. 3.4.3.15B) lo que sugiere que en su formación existieron condiciones de saturación con respecto al yeso.

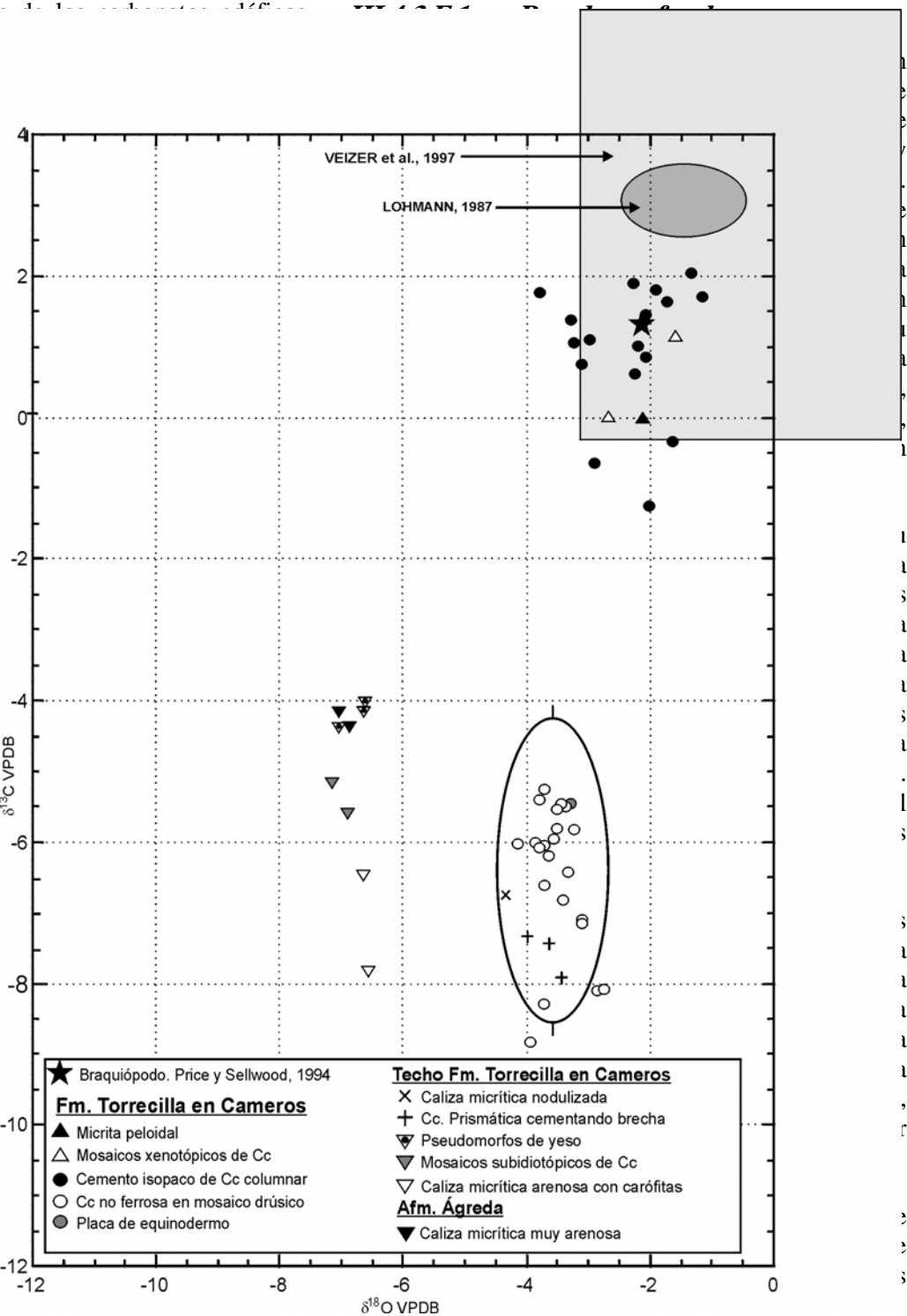
**Fig. 3.4.3.22.** Las calizas micríticas brechadas y la porosidad brechada está rellena por calcita cementando brecha prismática cuyas características geoquímicas sugieren un origen de la Fm. Torrecilla en Cameros similar a la de la Fm. Ágrede. La micrita micrítica de la base de la Fm. Ágrede no forma nódulos y precipita en la parte superior de la unidad. Esto sugiere que estos carbonatos de un mismo fluido y los precipitados en el resto de la unidad arrecifal.

#### III.4.3.F.1.b. Mosaicos equigranulares de calcita

Las características de los mosaicos, formados por cristales rómbicos y de 30 a 40 μm, su origen pudo deberse a la dedolomitización (Arellano, 1987; 3.4.3.15D). La mayoría de los mosaicos son formados por calcita no cementada en Mg, lo que sugiere que se formaron bajo condiciones oxidantes de estos mosaicos (Fig. 3.4.3.15E) compatible con su origen meteorítico. Esta composición

O, es muy similar a la de las calizas micríticas arenosas con carófitas y rizolitos que se sitúan inmediatamente por encima, y a la de las calizas laminadas de la Fm. Ágrede, por lo que es posible que el fluido a partir del cual precipitaron estos carbonatos tuviera características muy similares.

El núcleo de algunos de estos cristales está disuelto, relleno de óxidos/hidróxidos de Fe o cementado por calcita ferrosa rica en Mg. Esta calcita ferrosa muy probablemente precipitó tras la calcita no ferrosa (como parece indicarlo el sentido de crecimiento de algunos de estos cristales).



del techo es ferrosa. Es posible que las cloritas del techo tengan un mayor contenido en Fe debido a su proximidad a la costra ferruginosa del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros..

#### **III.4.3.F.1.d. Siderita**

La precipitación de siderita ha sido relacionada con distintos ambientes diagenéticos, desde meteóricos y de baja temperatura a profundos y de alta temperatura (Curtis y Coleman, 1986; Taylor y Curtis, 1995; Rezaee *et al.*, 1997; McCarthy *et al.*, 1999). En nuestro caso, la siderita se ha observado exclusivamente en el techo de la unidad arrecifal rellenando, como primera generación de cemento, la porosidad de tipo *vug* que afecta a los carbonatos muy tempranos y tempranos y que posteriormente está rellena de bertierina y granos de cuarzo detrítico

(Fig. 3.4.3.15F). Por estas razones consideramos que en nuestro caso la precipitación de la siderita estuvo asociada a la exposición subaérea de la unidad arrecifal y tuvo lugar bajo condiciones reductoras. La siderita, de hecho, es un mineral que precipita comúnmente a partir de aguas meteóricas, con pocos sulfatos, en zonas pantanosas ricas en materia orgánica y también ha sido relacionada con el desarrollo de paleosuelos (Coleman, 1985; Curtis y Coleman, 1986; McKarty *et al.*, 1999)

#### **III.4.3.F.1.e. Bertierina**

Como se comentó en el apartado III.4.3.E.1.j, la precipitación de bertierina se ha asociado a las primeras etapas de la diagénesis.

En la calizas arrecifales edafizadas del techo de la unidad, la bertierina se encuentra rellenando, junto con el cuarzo detrítico, la mayor parte de las cavidades de tipo *vug* previamente cementadas por siderita o también tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico. Estas características sugieren que la precipitación de la bertierina estuvo asociada a la exposición subaérea de la unidad arrecifal. De hecho se ha descrito la precipitación de bertierinas a partir de aguas meteóricas en ambientes subóxicos o moderadamente reductores (Taylor y Curtis, 1995; McKay y Longstaffe, 1997; Toth y Fritz, 1997; Fritz y Toth, 1997).

#### **III.4.3.F.2. Calizas micríticas arenosas**

Estas calizas se depositaron en pequeñas charcas, colonizadas por la vegetación, una vez expuesta la unidad arrecifal. La composición isotópica en C de estas calizas indica la incorporación de carbono ligero

procedente de la oxidación de la materia orgánica. Por otro lado su composición isotópica en O es muy similar a la de la calcita que rellena los pseudomorfs de yeso, a la de los mosaicos subidiotópicos de calcita, que han sido interpretados como producto de un proceso de dedolomitización, y a la de las calizas arenosas y laminadas de la base de la Afm. Ágreda (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.23). Este hecho sugiere que estos carbonatos precipitaron a partir de un fluido de características isotópicas similares y bajo condiciones ambientales también similares.

#### **III.4.3.F.3. Areniscas ferruginizadas**

Estas areniscas se depositaron bien tras las calizas arenosas o bien directamente sobre las calizas edafizadas de la unidad arrecifal y tras su depósito, fueron intensamente meteorizadas, lo que dio lugar a

su nodulización y ferruginización. Asociadas a estas areniscas se han observado abundantes acumulaciones de bertierina (Fig. 3.4.3.15G-H). La asociación entre bertierina, siderita y horizontes lateríticos formados por goethita ha sido ya puesta de manifiesto por Toth y Fritz (1997) y Fritz y Toth (1997). Estos autores han descrito la precipitación de bertierina y siderita, a expensas de la reducción del Fe de la goethita, como consecuencia de la instauración de condiciones reductoras en zonas pantanosas que se sobreimpusieron a una laterita desarrollada previamente.

#### **III.4.3.G. Interpretación de las calizas de la base de la Afm. Ágreda**

La composición isotópica de estas calizas, compatible con su precipitación en un ambiente meteórico, es muy similar a la de la calcita que rellena los pseudomorfs de yeso, a la de la dedolomita y a la de las calizas arenosas que se encuentran en la parte superior de la unidad arrecifal (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.23). Este hecho sugiere que su precipitación se produjo a partir de un fluido de composición isotópica similar y bajo las mismas condiciones. Si partimos de esta base, esto también significa, por tanto, que el proceso de dolomitización de las calizas micríticas nodulosas, y la precipitación del yeso que se encuentran en el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros se tuvo que producir previamente al depósito de estas calizas laminadas o incluso antes del depósito de las calizas arenosas del techo de la unidad arrecifal.

### III.4.3.H. Interpretación del cemento de calcita prismática y fibrosa en grandes cavidades tardías

Este cemento, formado por cristales de calcita no ferrosa y NL y precipitado en grandes cavidades, que afectan a todos los carbonatos diagenéticos descritos en este capítulo, creemos corresponden a espeleotemas precipitados en cavidades kársticas (Fig. 3.4.3.16). En este sector las calizas del Jurásico están intensamente karstificadas, y de hecho existen varias cuevas que se explotan turísticamente.

La composición isotópica, sobre todo en O, de estos espeleotemas es similar a la de varios de los carbonatos diagenéticos de la Fm. Torrecilla en Cameros (algunos de ellos precipitados incluso durante la diagénesis profunda) y también a la de las calizas de la Fm. Ágreda. Sin embargo, las diferencias temporales y genéticas entre la mayoría de ellas sugieren que, en este caso, la coincidencia en los datos isotópicos es casual (Fig. 3.4.3.3A).

Posiblemente la única excepción son los mosaicos *blocky* con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe producto del remplazamiento de la anquerita que también tienen una composición isotópica en O similar a la de los espeleotemas (Fig. 3.4.3.24). En este caso es posible que la coincidencia en los datos isotópicos se deba a que, como en los dos sectores previamente estudiados, el remplazamiento

de la anquerita y de la calcita ferrosa se produjo cuando la unidad arrecifal fue elevada tectónicamente durante la compresión alpina y volvió a quedar expuesta.

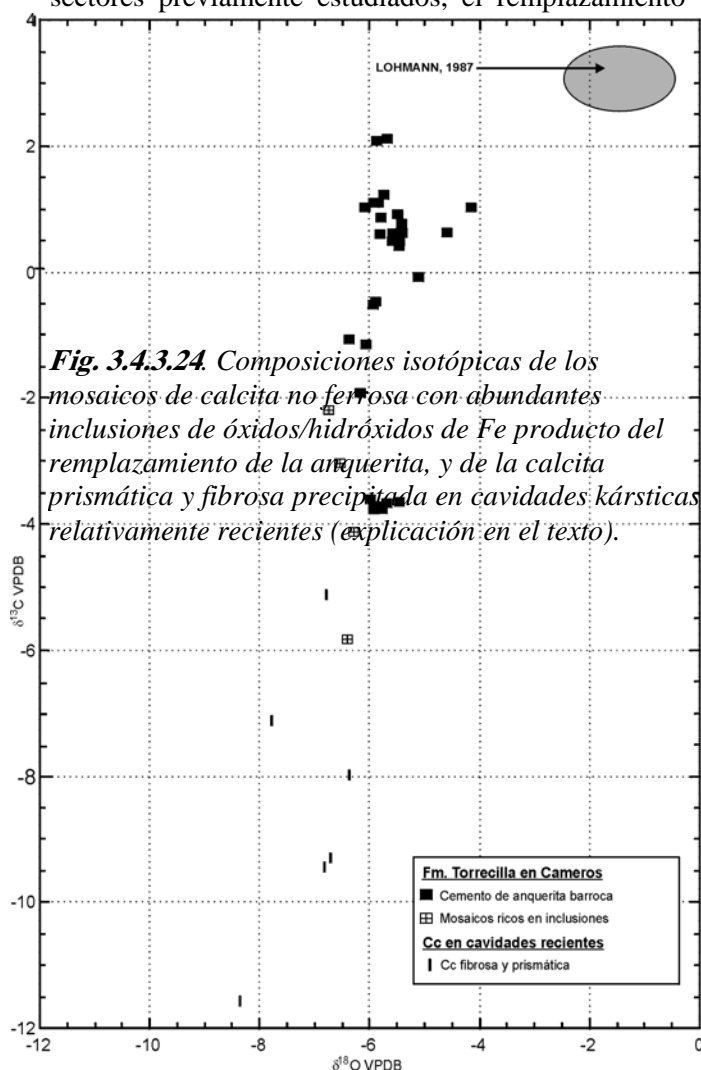
### III.4.3.I. Evolución diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla

En este apartado nos ocuparemos de relacionar cada una de las fases diagenéticas observadas en el Sector de Torrecilla con los distintos episodios sedimentarios y tectónicos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros, desde su depósito hasta su situación actual en superficie, y que han sido resumidos en las figuras 3.4.3.25, 3.4.3.26 y 3.4.3.27. Como en los sectores previamente estudiados, las edades de cada una de las sucesivas etapas se han asignado en función de la ausencia o presencia de las distintas fases diagenéticas en los depósitos de cada una de las formaciones estratigráficas estudiadas y de las relaciones de corte y yacencia entre las mismas.

#### III.4.3.I.1. Etapa 1. Diagénesis marina-meteórica-marina. Kimmeridgiense inferior

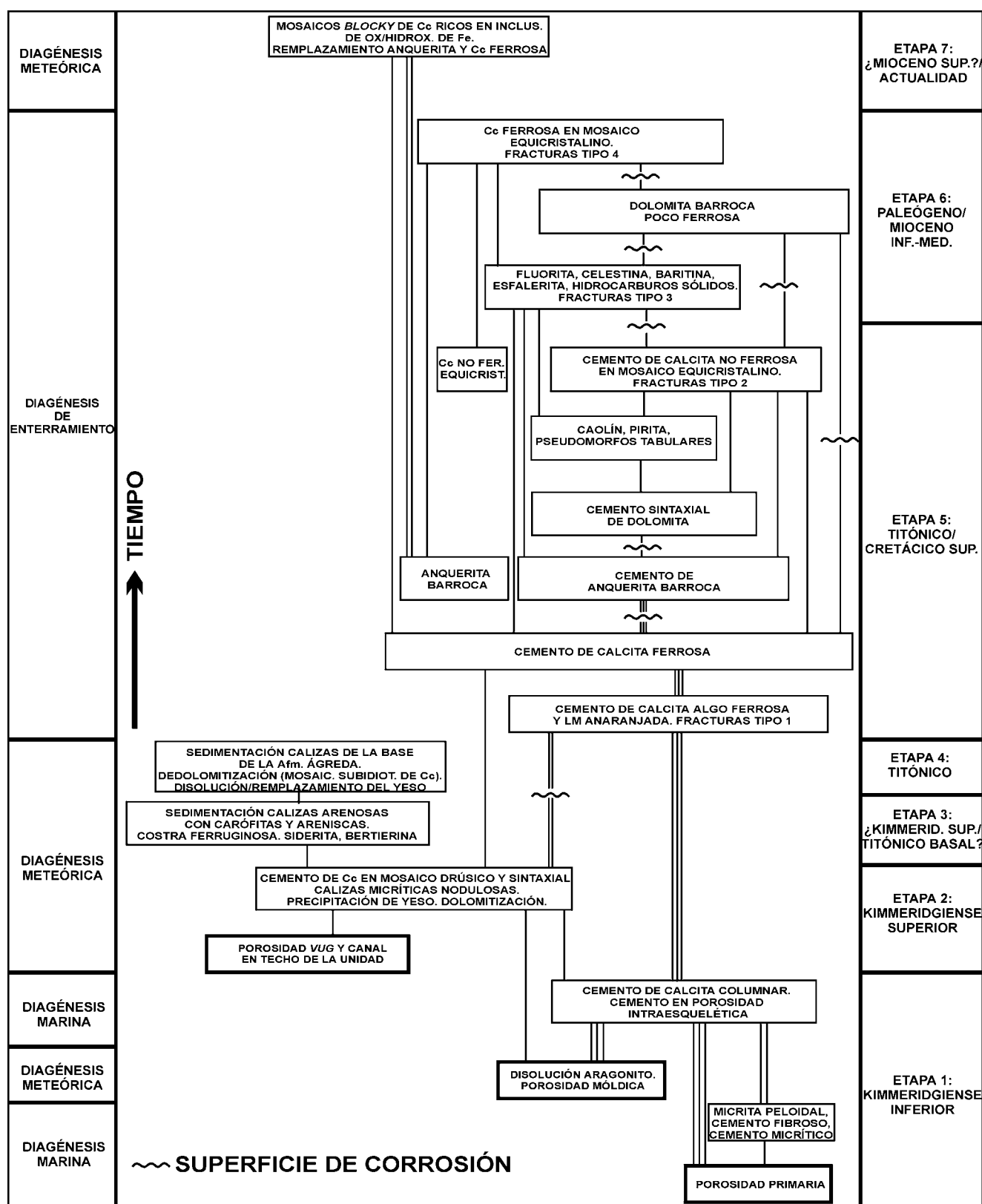
Durante esta etapa tuvo lugar la sedimentación de cada uno de los cuerpos arrecifales que constituyen la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros en este sector y que en conjunto dieron lugar a la formación de un sistema de arrecifes franjeantes cuya evolución estuvo controlada tanto por el eustatismo como por la tectónica (ver capítulo sobre la estratigrafía y sedimentología de este sector) (Figs. 3.4.2.63). Como en los sectores previamente estudiados, fue durante estos episodios cuando se desarrollaron los procesos diagenéticos submarinos como la micritización y precipitación de la micrita peloidal, el cemento fibroso (Figs. 3.4.3.25; 3.4.26-1; 3.4.3.27A) y, al menos, la pirita que rellena la porosidad intragranular de algunos fósiles.

Como ya se explicó en el capítulo sobre estratigrafía y sedimentología, la evolución sedimentaria de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector fue bastante compleja, ya que la sedimentación estuvo controlada no sólo por el eustatismo positivo, sino también por la tectónica, lo que dio lugar a que algunas zonas de la plataforma fueran expuestas en superficie e inundadas por el mar de nuevo. Durante las etapas en las que la plataforma quedaba expuesta, la unidad arrecifal era afectada por las aguas meteóricas, lo que produjo la disolución, total o parcial de los fósiles aragoníticos, en su mayor parte corales (Figs. 3.4.3.25 3.4.3.26-1). También durante alguna de estas etapas se desarrollaron playas rocosas en las zonas costeras.

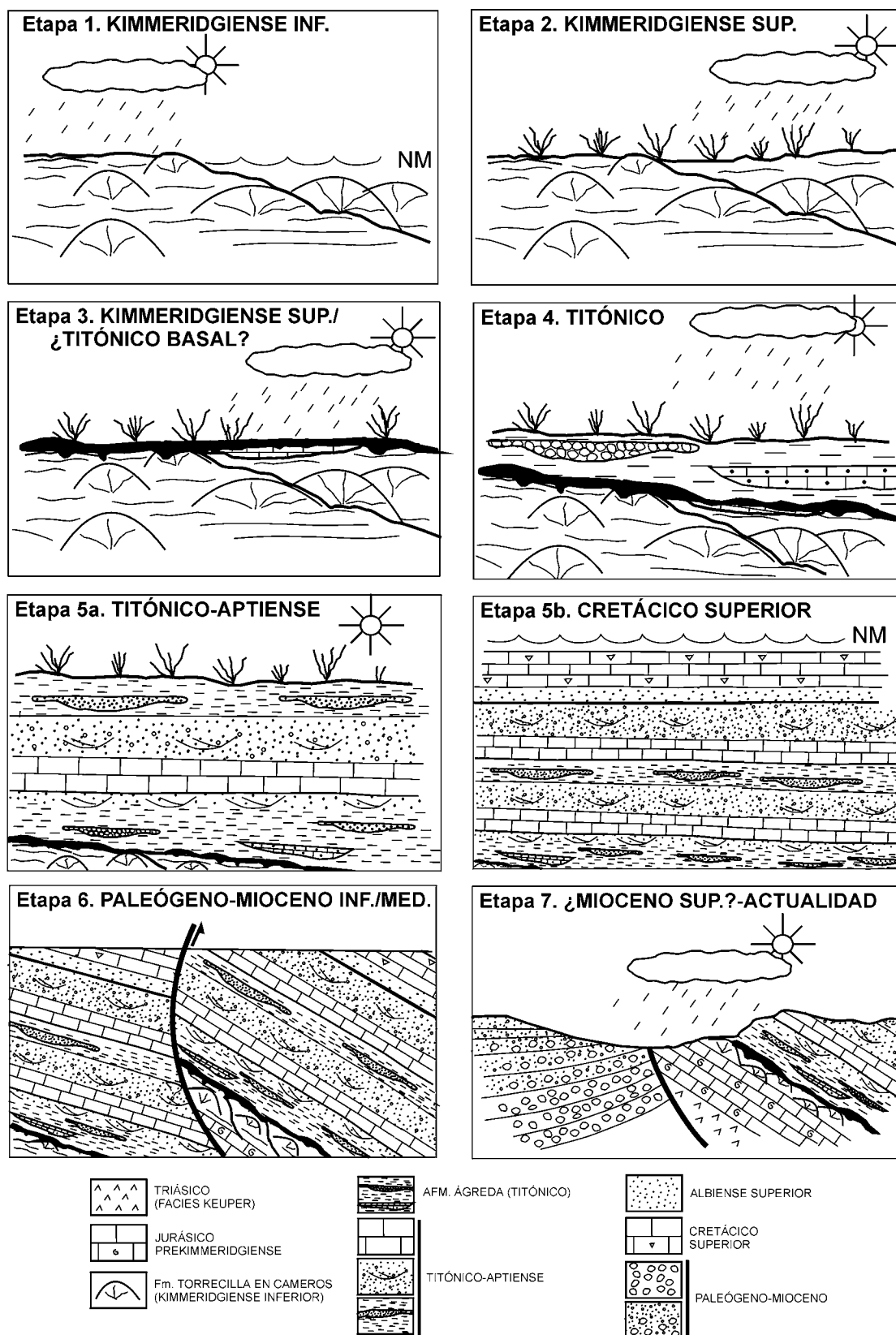


Sin embargo, el eustatismo positivo predominante durante esta etapa dio lugar a que al menos parte de la plataforma quedara inundada otra vez por el mar. Fue entonces cuando precipitó la calcita columnar, originalmente de HMC, en la porosidad primaria y móldica y también en la porosidad intraesquelética de los corales y fósiles parcialmente disueltos.

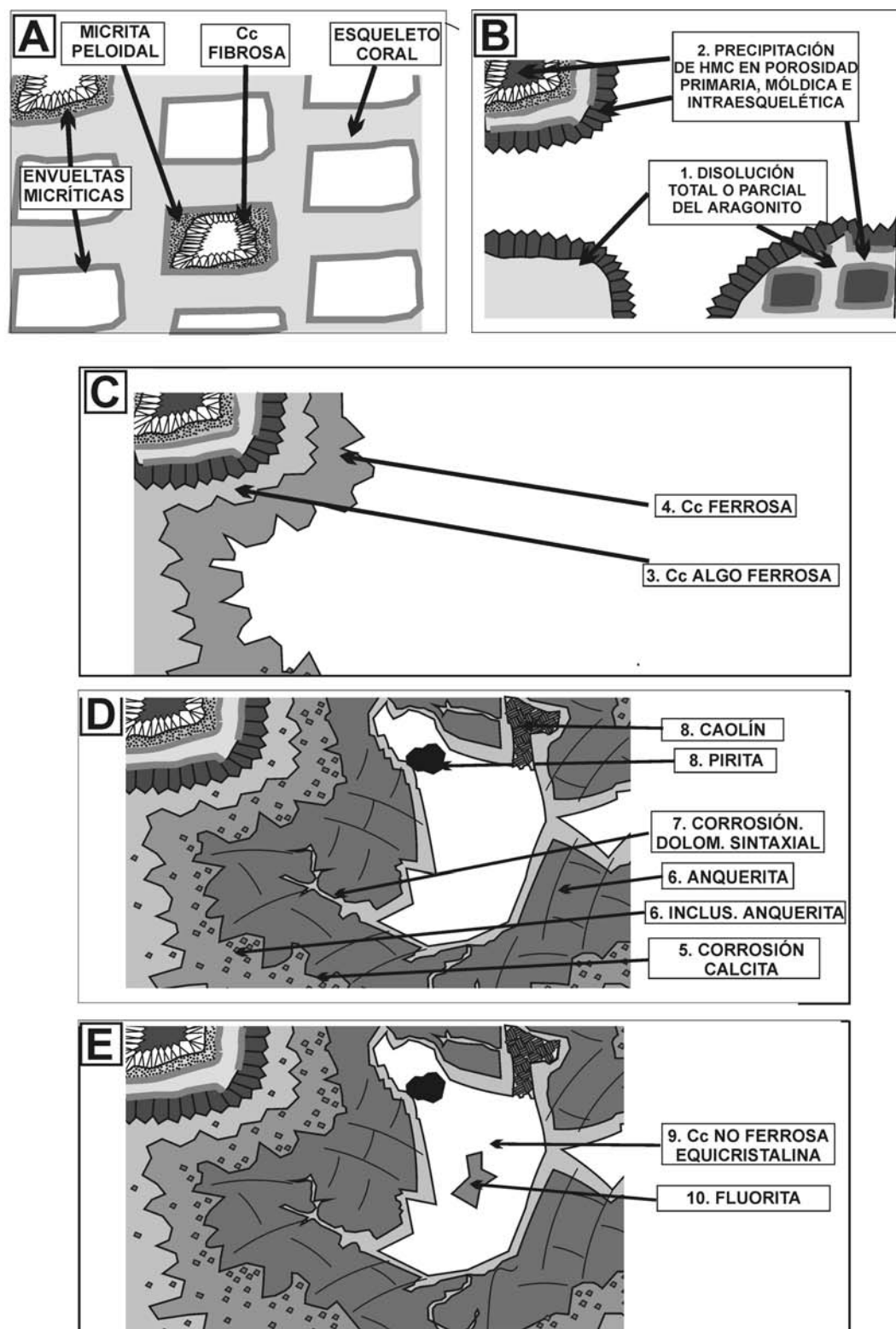
Estos procesos de levantamiento tectónico, exposición subaérea y posterior inundación de la plataforma pudieron ocurrir varias veces a lo largo del desarrollo de la unidad arrecifal. Sin embargo no disponemos de datos que nos indiquen durante cuántas de estas veces la unidad arrecifal, en las columnas



**Fig. 3.4.3.25.** Esquema representativo y resumen de la secuencia diagenética observada en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla. En este esquema se ha representado, a la izquierda, el ambiente diagenético en el que tuvieron lugar cada uno de los procesos; a la derecha se ha representado la edad inferida de cada uno de ellos. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagenéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (|||); común (||); poco común (|).



**Fig. 3.4.3.26.** Resumen ilustrativo que muestra las distintas etapas de la evolución sedimentaria y tectónica que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria: 1. Desarrollo de la Fm. arrecifal Torrecilla en Cameros. NM: Nivel del mar. 2. Exposición subaérea y edafización de la parte superior de la unidad arrecifal. 3. Depósito de las calizas micríticas con carófitas y arenicas y desarrollo de la costra ferruginosa. 4. Comienzo del depósito de la Afm. Ágreda. 5a. Enterramiento de la unidad arrecifal durante la sedimentación de los depósitos finijurásicos-eocretácicos, fundamentalmente continentales. 5b. Mayor enterramiento de la unidad arrecifal durante la sedimentación del Cretácico superior. 6. Levantamiento tectónico durante la compresión alpina. 7. Erosión y exhumación de las distintas unidades.



**Fig. 3.4.3.27.** Esquemas ilustrativos idealizados que muestran los principales procesos diagenéticos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria: **A.** Procesos sinsedimentarios (Kimmeridgiense inferior). **B.** 1 y 2. Procesos desarrollados en la mayor parte de la unidad arrecifal durante los episodios de exposición subaérea e inundación ocurridos durante el desarrollo de la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla (Kimmeridgiense inferior). 3. Precipitación del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico durante la exposición subaérea posterior de la unidad arrecifal (Kimmeridgiense superior) **C.** 4 y 5. Precipitación de los cementos de calcita algo ferrosa y ferrosa (Titónico-Cretácico ¿inferior?). **D.** 6 y 7. Corrosión de la calcita ferrosa, precipitación del cemento de anquerita y de las inclusiones de anquerita presentes en los cementos de calcita ferrosa, sobre todo, y algo ferrosa. 8. Corrosión del cemento de anquerita y precipitación del cemento syntaxial de dolomita. 9. Precipitación de pirita y caolín (Cretácico ¿superior?). **E.** Precipitación de: 10. Calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Cretácico ¿superior?); 11. Precipitación de fluorita (Paleógeno/Mioceno inferior-medio).



estudiadas, estuvo afectada por las aguas meteóricas o si la disolución de los corales y la precipitación del cemento de la calcita (HMC) se produjo de forma simultánea, o no, en todas las secciones estratigráficas estudiadas.

### **III.4.3.I.2. Etapa 2. Diagénesis meteórica. Kimmeridgiense superior**

Tras finalizar la etapa anterior, la Fm. Torrecilla en Cameros quedó expuesta (Fig. 3.4.3.26-2) y se produjo la entrada de las aguas meteóricas en la unidad, que ya había sido litificada en su mayor parte. Es posible que durante esta etapa, o incluso durante alguno de los episodios de levantamiento tectónico ocurridos durante la etapa anterior, se produjera la transformación de HMC a LMC del cemento de calcita columnar y de la calcita intraesquelética.

En cualquier caso durante esta etapa se produjo la edafización de la parte superior de la unidad arrecifal durante la cual precipitaron las calizas micríticas nodulosas, que remplazan en parte a las calizas arrecifales, los cristales de yeso y el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico, de origen meteórico (Figs. 3.4.2.25; 3.4.3.27B). Asimismo también se produjo la brechificación de algunas de las calizas micríticas nodulosas y la precipitación de calcita no ferrosa prismática entre los fragmentos de estas brechas. Parte de estas calizas micríticas fueron dolomitizadas, proceso que quizás fue favorecido por la precipitación de yeso (Tucker y Wright, 1990). La presencia de yeso también sugiere que existieron al menos ciertas condiciones de aridez durante esta etapa. De hecho, la composición isotópica en O de las calcitas meteóricas precipitadas durante esta etapa es relativamente pesada, ya que el  $\delta^{18}\text{O}$  puede llegar a ser de hasta  $-2.76\text{‰}$  (Figs. 3.4.3.3A; 3.4.3.23). Estos valores relativamente pesados son compatibles con el hecho de que durante esta etapa las tasas de evaporación fueran relativamente altas, lo que habría provocado, además de la precipitación del yeso, el enriquecimiento en isótopos pesados de estas calcitas. Adicionalmente, también es posible que durante estas primeras etapas de exposición subaérea la línea de costa se situara todavía en áreas próximas. Bajo estas condiciones el efecto continente sería muy pequeño (Anderson y Arthur, 1983) y por tanto la composición isotópica en O de las aguas meteóricas (derivadas originalmente de la evaporación del mar) no estarían muy mermadas en los isótopos pesados.

### **III.4.3.I.3. Etapa 3. Diagénesis meteórica. ¿Kimmeridgiense superior-Titónico basal?**

Durante esta etapa y sobre las calizas ya edafizadas de la Fm. Torrecilla en Cameros se

formaron pequeñas charcas en las que se depositaron calizas micríticas arenosas con carófitas que también fueron colonizadas por la vegetación (Figs. 3.4.3.25; 3.4.3.26-3). La composición isotópica en O de estas calizas es más ligera, en un  $-3\text{‰}$ , que los carbonatos precipitados durante la etapa anterior (Fig. 3.4.3.23). Si estas calizas precipitaron a partir de un agua de composición isotópica igual a la que a la que dio lugar a la precipitación de los carbonatos durante la etapa anterior, tendrían que haberlo hecho a una temperatura superior en aproximadamente  $15^{\circ}\text{C}$  o en un ambiente con una tasa de evaporación menor en un 25% (Bottinga y Craig, 1969; Friedman y O'Neil, 1977). Estas hipótesis no nos parecen acertadas, ya que es improbable que se produjera un cambio tan drástico en las condiciones ambientales. Es probable que esta variación en los isótopos se deba a que estas calizas arenosas precipitaron a partir de aguas isotópicamente más ligeras, probablemente debido al efecto continente, ya que a partir del Kimmeridgiense superior el Estrecho de Soria quedó emergido y se formaron dos líneas de costa, situadas al N y al SE del Sector de Torrecilla, que fueron migrando cada vez más hacia el norte y sureste, respectivamente (Aurell, *et al.*, 1994; Bádenas, 1999b) (Fig. 3.1.2). En cualquier caso no se puede descartar el hecho de que también las tasas de evaporación fueran algo menores o que las temperaturas fueran algo mayores durante esta etapa.

Por encima de estas calizas arenosas, o directamente sobre las calizas edafizadas de la Fm. Torrecilla en Cameros, se depositaron unos niveles de areniscas y areniscas calcáreas que posteriormente sufrieron un proceso de nodulización y ferruginización bajo condiciones de intensa meteorización.

De acuerdo con Fritz y Toth (1997) y Toth y Fritz (1997) es posible que en nuestro caso tras la ferruginización de estas areniscas se pudieran instaurar las condiciones pantanosas reductoras que dieron lugar a la precipitación de la siderita y la bertierina que se han encontrado asociadas a la costra ferruginosa y también rellenando la porosidad tras el cemento de calcita en mosaico drúsico precipitado durante la etapa anterior.

### **III.4.3.I.4. Etapa 4. Diagénesis meteórica. Titónico**

Durante esta etapa comenzó el depósito de la Afm. Ágreda en respuesta al comienzo de la etapa de *rifting* finijurásico-eocretácico que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros (Figs. 3.4.3.25; 3.4.3.26-4). Durante estas primeras etapas, la sedimentación en esta zona comenzó con el depósito de arcillas, conglomerados y areniscas y, localmente,

calizas arenosas laminadas de origen lacustre. Estas calizas laminadas probablemente precipitaron a partir de aguas de composición isotópica similar y bajo condiciones similares que las calizas arenosas depositadas durante la etapa anterior, ya que tienen composiciones isotópicas similares.

También durante esta etapa, o incluso durante la etapa anterior, se produjo, probablemente, el remplazamiento del yeso por calcita, o su disolución y el relleno posterior de la porosidad móldica por calcita, y la dedolomitización de las dolomías que se habían formado a expensas de parte de las calizas micríticas nodulosas desarrolladas durante la etapa 2 en el techo de la unidad arrecifal. Esta hipótesis la basamos en el hecho de que la composición isotópica de las dedolomitas y de los pseudomorfs de yeso es muy similar a la de las calizas laminadas de la Afm. Ágreda y a la de las calizas arenosas depositadas durante la etapa anterior (Fig. 3.4.3.23).

### **III.4.3.I.5. Etapa 5. Diagénesis de enterramiento. Titónico-Cretácico superior**

A partir del Titónico y durante el Cretácico inferior y superior la Fm. Torrecilla en Cameros fue enterrándose progresivamente a medida que se producía la sedimentación de los depósitos del “Weald”, asociados a la etapa de *rifting* finijurásico-eocretácico. que en este sector alcanzaron los 3000 m de espesor (Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 3.4.3.26-5a). Durante la etapa *post-rift* del Cretácico superior, se produjo un nuevo episodio de sedimentación, cuyos depósitos estuvieron formados en su mayor parte por calizas y dolomías que, en este sector, pudieron llegar a alcanzar los 800-900 m de espesor (Alonso *et al.*, 1993) (Fig. 3.4.3.26-5b).

Durante las primeras etapas del enterramiento se produjo la formación de las fracturas de Tipo 1 y la precipitación del cemento de calcita en mosaico algo ferrosa y LM anaranjada (Figs. 3.4.3.24; 3.4.3.27C) tanto en estas fracturas como en el resto de la porosidad de la unidad arrecifal. A medida que fue aumentando el enterramiento de la unidad arrecifal los cementos de calcita, que iban precipitando progresivamente en la porosidad, fueron incorporando en su estructura una mayor cantidad de Mg y sobre todo de Fe dando lugar a la precipitación del cemento en mosaico de calcita ferrosa. La precipitación de la calcita ferrosa, al menos en sus últimas fases, tuvo lugar a partir de un fluido de salinidades entre 15 y 17%. No disponemos de datos suficientes que nos hagan suponer que estas altas salinidades estuvieron relacionadas o no con la disolución de evaporitas que, en cualquier caso, se encuentran de forma abundante en las facies Keuper de este sector y en algunos depósitos pertenecientes

al Grupo Oncala, de edad Titónico-Berriasiense (Gómez Fernández, 1992; Mas *et al.*, 1993).

Asimismo la composición isotópica en O de estos cementos iba siendo progresivamente más ligera probablemente como consecuencia del aumento de la temperatura con el enterramiento progresivo (Dickson y Coleman, 1980; Moore, 1985; Meyers y Lohmann, 1985; Choquette y James, 1990). El estudio de las inclusiones fluidas en las últimas zonas de crecimiento de este cemento de calcita indican que su precipitación se produjo a una temperatura de entre 130-140° C. Si asumimos un gradiente geotermal medio 20-30° C/Km (Allen y Allen, 1990), estas temperaturas se hubieran obtenido con un enterramiento de la unidad arrecifal de al menos 4500 m, profundidad de enterramiento que no alcanzó la unidad arrecifal, ya que el espesor total de sedimentos acumulados sobre la unidad arrecifal probablemente no superó los 4000 m. Esto sugiere que o bien el gradiente geotérmico era mayor de 30° C/Km, o bien que la precipitación de estas calcitas se produjo a partir de un fluido procedente quizás de otras zonas de la cuenca y a una temperatura superior que la que le correspondería tener a las aguas connatas de la unidad arrecifal con un gradiente geotermal de 20-30° C/Km.

La calcita ferrosa y también, en menor medida, el cemento previo de calcita algo ferrosa y LM anaranjada, sufrieron un proceso de disolución intracristalina, y de corrosión en el caso de la calcita ferrosa, tras el cual precipitó la anquerita, tanto en la porosidad remanente como en la porosidad intracristalina de estos cementos de calcita (Figs. 3.4.3.24; 3.4.3.27D). Las características geoquímicas de la anquerita sugieren que su precipitación se produjo en un sistema abierto, ya que es improbable que las grandes cantidades de Fe y Mg, necesarias para su precipitación, procedieran de la interacción del fluido con la unidad arrecifal. Las Ths medidas en la anquerita indican que la precipitación de al menos sus últimas fases de crecimiento se produjo a temperaturas de entre 140 y 157° C. que en ningún caso pudieron producirse en este sector si asumimos un gradiente geotermal de 20 a 30° C/Km.

La anquerita posteriormente sufrió un proceso de corrosión tras el cual precipitó el cemento syntaxial de dolomita sobre el de anquerita (Figs. 3.4.3.24; 3.4.3.27D). El hecho de que esta dolomita syntaxial tenga bajos contenidos en Fe y de que las salinidades, medidas en las inclusiones fluidas de este cemento, sean menores que las del cemento de anquerita, sugiere que la dolomita syntaxial precipitó a partir de un fluido de características distintas al que dio lugar a la precipitación de la anquerita. Las Ths medidas en este cemento syntaxial indican que su precipitación se

produjo, al menos, a una temperatura de entre 155 y 176° C. Estas temperaturas, así como las obtenidas en el cemento de anquerita, son anormalmente altas para el espesor máximo de sedimentos acumulados que hubo sobre la unidad arrecifal en este sector. Por esta razón, consideramos posible que la precipitación del cemento de dolomita e incluso la de la anquerita pudieron estar asociadas con el evento térmico que tuvo lugar durante el Cretácico medio-superior y que dio lugar al metamorfismo hidrotermal de los depósitos del Cretácico inferior de algunas áreas de la cuenca situadas a unos 20 Km al ESE de este sector (Casquet *et al.*, 1992; Barrenechea, 1994; Alonso-Azcárate, 1997; Mantilla Figueroa, 1999).

Tras el cemento de dolomita sintaxial se produjo la precipitación de piritita, caolín y de la fase mineral de morfología tabular (que no hemos podido identificar ya que sólo hemos podido observar sus pseudomorfo ahora rellenos de hidrocarburos sólidos) (Figs. 3.4.3.25; 3.4.3.26-D).

Posteriormente se produjo la formación de las fracturas de Tipo 2 y la precipitación del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino (Figs. 3.4.3.25; 3.4.3.26E), tanto en estas fracturas como en la mayor parte de la porosidad remanente de la unidad arrecifal. Este cemento de calcita tuvo que precipitar a partir de un fluido pobre en Fe, pero con unas relaciones Mg/Ca y Sr/Ca relativamente altas como lo pone de manifiesto el hecho de que los contenidos en Mg y Sr sean de hasta 0.8 y 0.26 moles%, respectivamente.

### III.4.3.I.6. Etapa 6. Compresión alpina (Paleógeno-Mioceno inferior-medio)

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior-medio tuvo lugar el levantamiento tectónico de esta región, durante la compresión alpina (Guimerá *et al.*, 1995) (Figs. 3.4.3.25; 3.4.3.26-6).

Durante este periodo compresivo probablemente se generaron las fracturas de Tipo 3, se produjeron las mineralizaciones de fluorita, celestina, baritina, esfalerita y dolomita barroca poco ferrosa y la llegada de los hidrocarburos, en estado líquido, a este sector. Esta paragénesis mineral es típica de los yacimientos MVT, yacimientos que se han encontrado en otras zonas de la cuenca siempre relacionados con los cabalgamientos que limitan la unidad de Cameros tanto al N como al S (IGME, 1974; INI, 1979). De hecho, el Sector de Torrecilla se sitúa a menos de 5 Km al sur del cabalgamiento norte que limita la unidad de Cameros (Fig. 1.3.1). Por esta razón, consideramos que su formación estuvo asociada a esta etapa de compresión. Respecto a la edad del emplazamiento, no disponemos de datos en nuestro caso que nos hagan suponer una

edad específica, aunque el hecho de que en el sector de Jubera (situado 20 Km al E del de Torrecilla) estas mineralizaciones afecten a los depósitos del Aquitaniense (INI, 1979), supone que al menos allí la mineralización se produjo posteriormente a esta edad.

En cuanto al origen de los fluidos mineralizantes, las características comunes de todos los depósitos MVT sugieren que tienen un origen común (Ohle, 1959; Sverjensky, 1989). Los estudios realizados en las inclusiones fluidas de los minerales de estos yacimientos indican que precipitaron a partir de fluidos de alta salinidad, con isótopos de H y O muy pesados y a temperaturas muy similares a las salmueras de los campos de petróleo encontradas en las cuencas sedimentarias actuales (Sverjensky, 1989). De hecho, son varios los autores que han relacionado este tipo de mineralizaciones con la migración y emplazamiento de los hidrocarburos y de las salmueras asociadas a ellos (Sverjensky, 1984; Mazzullo, 1986; Eisenlohr *et al.*, 1994; Hollis y Walkden, 1996; Goebel, 1999; Coveney, 1999; Sass-Gustkiewicz y Kwiecinska, 1999). Sin embargo, se han propuesto distintos mecanismos que explican el transporte y precipitación de los sulfuros asociados a distintos yacimientos de este tipo. Los principales modelos son (Sverjensky, 1989): 1. Modelos de mezcla (en los que los metales fueron transportados en un fluido y el S en otro fluido distinto); 2. Modelos de reducción de sulfatos (en los que los metales fueron transportados conjuntamente con los iones sulfato, pero las reacciones de precipitación tuvieron lugar una vez reducido el sulfato posiblemente por la oxidación de la materia orgánica o el metano); 3. Modelos de azufre reducido (en los que los metales y el S en estado reducido fueron transportados juntos en el mismo fluido).

En nuestro caso, aunque hemos podido observar la relación entre la presencia de hidrocarburos y la fluorita, carecemos de datos suficientes para optar por uno u otro modelo genético.

Tras la precipitación de todos estos minerales se produjo la formación de las fracturas de Tipo 4 (que afectan al menos a la fluorita, esfalerita y dolomita barroca poco ferrosa) y la precipitación del cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino (Fig. 3.4.3.25), tanto en estas fracturas como en parte de la escasa porosidad remanente de la unidad arrecifal. Las características elementales e isotópicas de esta calcita ferrosa sugieren que su precipitación se produjo a partir de un fluido rico en Fe, y a temperaturas relativamente elevadas. Es posible que a la vez que estas fracturas de Tipo 4 se formaran de los planos secundarios de inclusiones fluidas bifásicas y homogéneas, paralelos a estas fracturas, y observados en la fluorita cuyas Ths se sitúan entre 182 y 189° C y que contienen metano. Quizás fue durante la llegada de estos fluidos a alta

temperatura cuando se produjo la transformación de los hidrocarburos en estado líquido a sólido con la consiguiente liberación de metano (Barnes *et al.*, 1990), que podría haber quedado atrapado en estas inclusiones.

Algunos de los planos secundarios con inclusiones monofásicas y bifásicas de formas inmaduras encontrados en la calcita no ferrosa en mosaico equicristalino, y también en algunos planos en la fluorita, tienen Ths y salinidades que son, aunque variables, inferiores a las registradas anteriormente. Es posible que estos planos con inclusiones puedan reflejar la historia del levantamiento tectónico con la progresiva disminución de temperatura y salinidades del fluido, quizás de mayor influencia meteórica. De cualquier forma la actividad hidrotermal, asociada al cabalgamiento norte que limita la unidad de Cameros, continúa en la actualidad como lo pone de manifiesto la existencia de fuentes termales (como la de Arnedillo o Fitero) en áreas relativamente próximas a este sector.

#### **III.4.3.1.7. Etapa 7. Diagénesis meteórica. (¿Mioceno superior?-actualidad)**

En respuesta al levantamiento tectónico durante la compresión alpina se produjo un proceso erosivo que dio lugar a la erosión completa de los depósitos del Cretácico superior y la exhumación del resto de las unidades mesozoicas, por lo que tanto la Fm. Torrecilla en Cameros como las formaciones continentales suprayacentes fueron afectadas por las aguas meteóricas (Fig. 3.4.3.25; 3.4.3.26-7).

Como ya se ha discutido en los apartados sobre diagénesis de los sectores previamente estudiados, bajo estas nuevas condiciones meteóricas, la anquerita y, ocasionalmente, la calcita ferrosa que rellenaban la porosidad y las fracturas fueron inestables y reemplazadas por los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro. Estos mosaicos de calcita tienen una composición isotópica media en O de  $-6.5\text{‰}$  (Fig. 3.4.3.24), similar a la de algunos espeleotemas recientes encontrados en este sector (Fig. 3.4.3.24). Esto avala la hipótesis de que el remplazamiento de la anquerita y de la calcita ferrosa por la calcita con abundantes inclusiones se produjo con la recarga de las aguas meteóricas durante la exhumación. De cualquier manera es probable que este remplazamiento se produjera en un sistema subóxico y semicerrado, lo que permitió que la mayor parte del  $\text{Fe}^{3+}$  no se fuera en disolución con el agua y precipitara en forma de óxidos/hidróxidos de Fe.





### **III.5. Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas arrecifales (pre-*rifting*) de la Cuenca de Cameros**





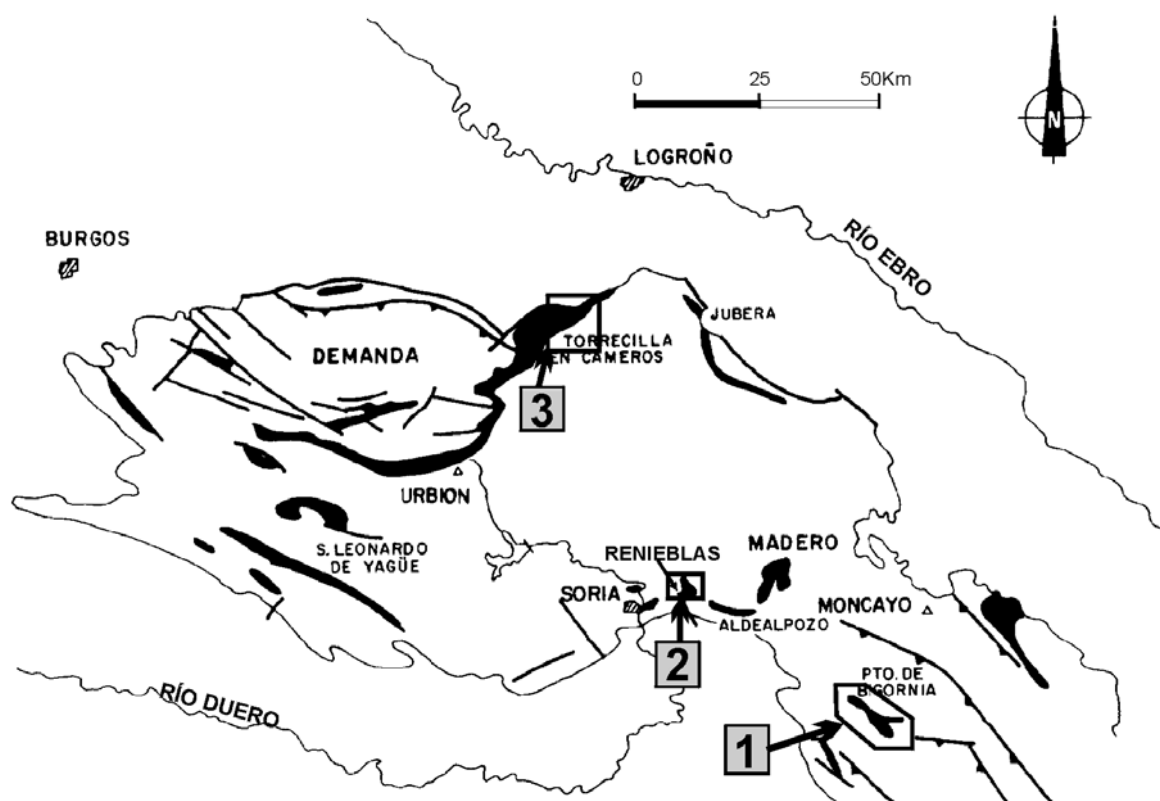
### III.5.1. Introducción

Como se ha ido viendo a lo largo el desarrollo de esta memoria, la evolución tanto sedimentaria como diagenética de la Fm. Torrecilla en Cameros en los tres sectores estudiados (Sector del Sur del Moncayo, Sector de Soria y Sector de Torrecilla) (Fig. 3.5.1) tuvo determinadas características comunes

En estos tres sectores la Fm. Torrecilla en Cameros, perteneciente en todos los casos a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b), se depositó en una plataforma carbonática somera de tipo rampa en la hubo un importante desarrollo de la construcciones arrecifales de coral. La mayor parte de la sedimentación de origen alóctono se producía mayoritariamente durante los episodios de tormenta. La tendencia sedimentaria general de esta unidad fue progradante, lo que, al menos en parte, fue debido al eustatismo positivo predominante durante el Kimmeridgiense inferior. Por otro lado, muchos de los procesos diagenéticos sinsedimentarios que

afectaron a la unidad arrecifal, como el desarrollo de las micritas peloidales, envueltas micríticas y la precipitación de cemento fibroso, se produjeron en mayor o menor medida en todos los sectores.

Como la evolución sinsedimentaria, la evolución postsedimentaria de esta unidad tuvo también características comunes que se repiten en los tres sectores. Tras el Kimmeridgiense inferior la unidad arrecifal quedó emergida y fue afectada por los procesos meteóricos de disolución, neomorfismo y cementación. Posteriormente la unidad arrecifal fue progresivamente enterrada a medida que se producía, en primer lugar, la sedimentación de los depósitos fundamentalmente continentales del “Weald”, asociados a la etapa de *rifting* finijurásico y, posteriormente, los del Cretácico superior, depositados durante la etapa *post-rift* y formados en su mayor parte por calizas y dolomías. Finalmente, en todos los casos, la unidad arrecifal fue de nuevo expuesta en superficie como consecuencia del levantamiento



**Fig. 3.5.1.** Situación geográfica y encuadre geológico de los distintos sectores estudiados: 1. Sector del Sur del Moncayo; 2. Sector de Soria; 3. Sector de Torrecilla (modificada de Alonso y Mas, 1990).

tectónico producido a partir del Paleógeno durante la compresión alpina y que también dejó su impronta en la unidad arrecifal.

Sin embargo, cada uno de los sectores los depósitos de la Fm. Torrecilla en Cameros poseen unas características propias y distintivas que sugieren que la sedimentación en cada uno ellos se produjo en contextos sedimentarios o tectosedimentarios distintos. Las distintas facies sedimentarias y los procesos diagenéticos característicos ocurridos durante el depósito de la unidad arrecifal, así como su evolución tectosedimentaria posterior dio lugar a que la evolución diagenética tuviera también características propias en cada uno de los tres sectores.

A continuación se realizará el estudio comparativo de los procesos ocurridos en la Fm. Torrecilla en Cameros en cada uno de los sectores a lo largo de las distintas etapas de su evolución tanto sedimentaria como postsedimentaria poniendo especial énfasis en los que tuvieron lugar de manera específica en tan sólo uno o dos de ellos.

También conviene señalar que la asignación tentativa de edades al desarrollo de algunos procesos diagenéticos, como los ocurridos entre el periodo de sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros (datada como Kimmeridgiense inferior) y las formaciones suprayacentes (datadas como Titónico sin más precisión o incluso Titónico-Berriasiense) se ha realizado exclusivamente en función de la ausencia o presencia de las distintas fases diagenéticas en los depósitos de cada una de las formaciones estratigráficas estudiadas y de las relaciones de corte y yacencia entre las mismas. Es decir, en ningún caso hemos pretendido asignar una edad absoluta a cada uno de los procesos diagenéticos que afectaron a la unidad arrecifal, solamente hemos intentado realizar una correlación temporal relativa entre los procesos diagenéticos ocurridos en cada uno de los sectores basándonos en sus similitudes y en la historia tectosedimentaria de la cuenca.

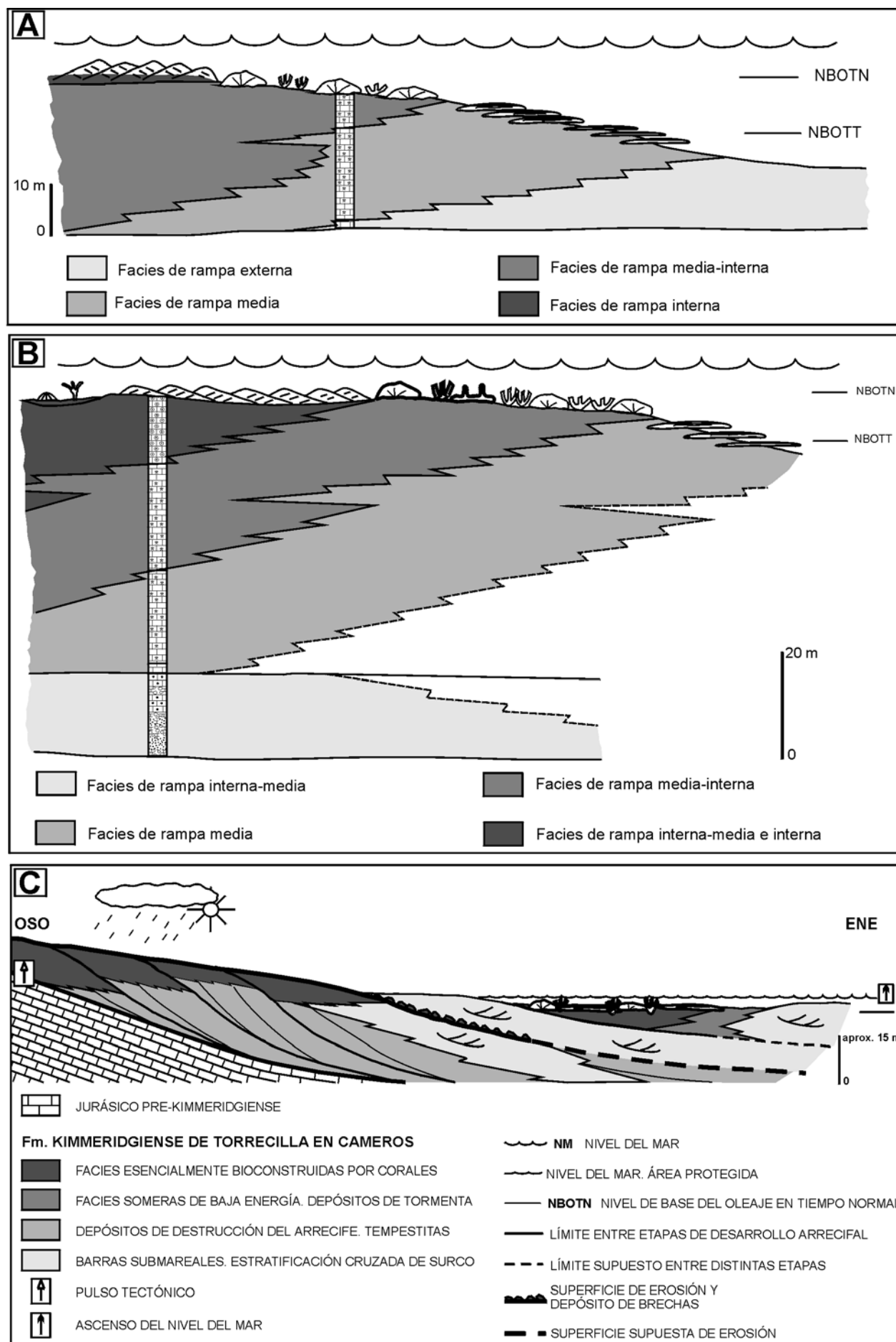
### III.5.2. Kimmeridgiense inferior

Como se comentó anteriormente, durante esta etapa tuvo lugar el depósito de la Fm. Torrecilla en Cameros en una rampa carbonática somera en la que predominó el desarrollo de los arrecifes de coral (Fig. 3.5.2; 3.5.3-1).

En el Sector del Sur del Moncayo, situado en la zona más oriental y meridional del área de estudio (Fig. 3.5.1), la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros comenzó con el depósito, en una zona

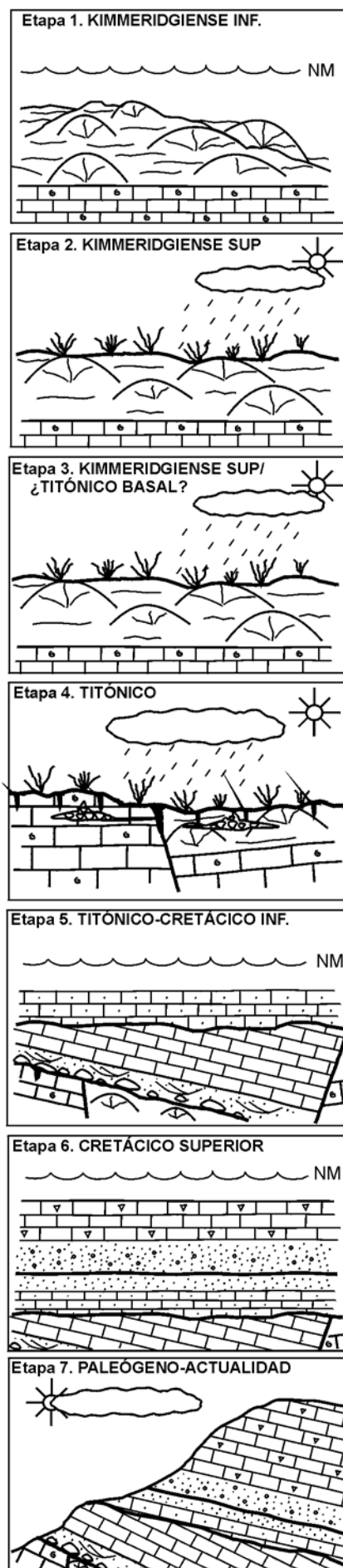
media-externa de la rampa, de facies *packstone* de espículas de esponjas y peloides. En ninguno de los otros dos sectores se han identificado facies de tanta profundidad relativa. Sobre estas facies comenzaron a desarrollarse colonias laminares y planas de coral en una zona de rampa media por debajo del nivel de base del oleaje en tiempo normal. Durante este episodio de sedimentación la tendencia general fue progradante, aunque existió una componente importante de acreción vertical. Progresivamente se fueron desarrollando colonias de corales dómicas, sobre todo, y faceloides con incrustaciones incipientes. Estas colonias se desarrollaron en una zona media-interna de la rampa en la que el material alóctono que rodeaba a estas colonias presentaba muestras de retrabajamiento por el oleaje (Fig. 3.5.2A). Todos estos depósitos pertenecieron al Cortejo Sedimentario de alto nivel. La sedimentación durante el Kimmeridgiense inferior en este sector finalizó con el depósito de barras oolíticas submareales en una zona de rampa interna y que pertenecieron al Cortejo Sedimentario de alto nivel o incluso de regresión forzada (Fig. 3.5.2A).

En el Sector de Soria (Fig. 3.5.1), donde la Fm. Torrecilla en Cameros presenta mayor espesor y donde la relación facies alóctonas/facies autóctonas es máxima, se produjeron tres episodios principales de evolución, netamente diferenciados. La sedimentación de esta unidad comenzó, durante el desarrollo del Cortejo Sedimentario transgresivo, en una zona interna-media de la rampa dominada por las tormentas, de tendencia retrogradante, y con gran cantidad de aportes siliciclásticos (Fig. 3.5.2B). Estos depósitos transgresivos no se han identificado ni en el Sector del Sur del Moncayo ni en el de Torrecilla. La sedimentación en el Sector de Soria continuó con el desarrollo de colonias de corales, con abundantes depósitos de tormenta intercalados, que se disponen en secuencias elementales de somerización que en conjunto presentan una tendencia progradante y que presentan muy poca influencia siliciclástica. Durante el comienzo de esta etapa la sedimentación se produjo en una zona de rampa media en la que se desarrollaron colonias laminares y planas intercaladas entre depósitos de tormenta cuyos componentes no presentan signos de retrabajamiento por el oleaje. Progresivamente fueron predominando las colonias planas con crecimientos en la vertical (pseudoramosas) faceloides y masivas, a medida que los componentes del sedimento alóctono, depositado fundamentalmente como consecuencia de los episodios de tormenta, iban siendo más redondeados y presentaban signos de retrabajamiento por el oleaje. Finalmente fueron dominando las colonias masivas y faceloides delicadas, que crecieron en una zona de rampa media-interna, sobre las que se desarrollaron incrustaciones típicas de ambientes muy someros.

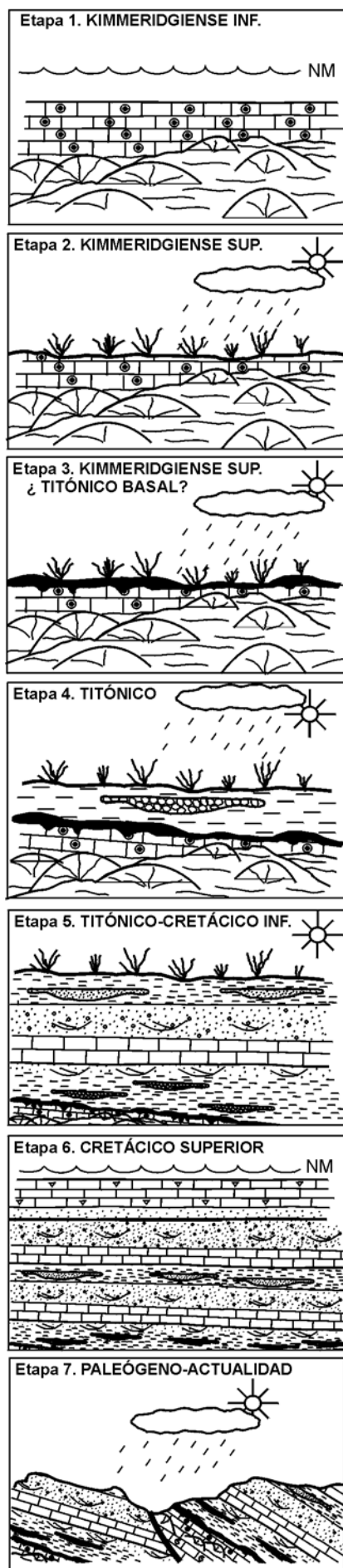


**Fig. 3.5.2.** Esquemas representativos de la evolución sedimentaria de la Fm. Torrecilla en Cameros en cada uno de los sectores estudiados. **A.** Sector del Sur del Moncayo. **B.** Sector de Soria. **C.** Sector de Torrecilla.

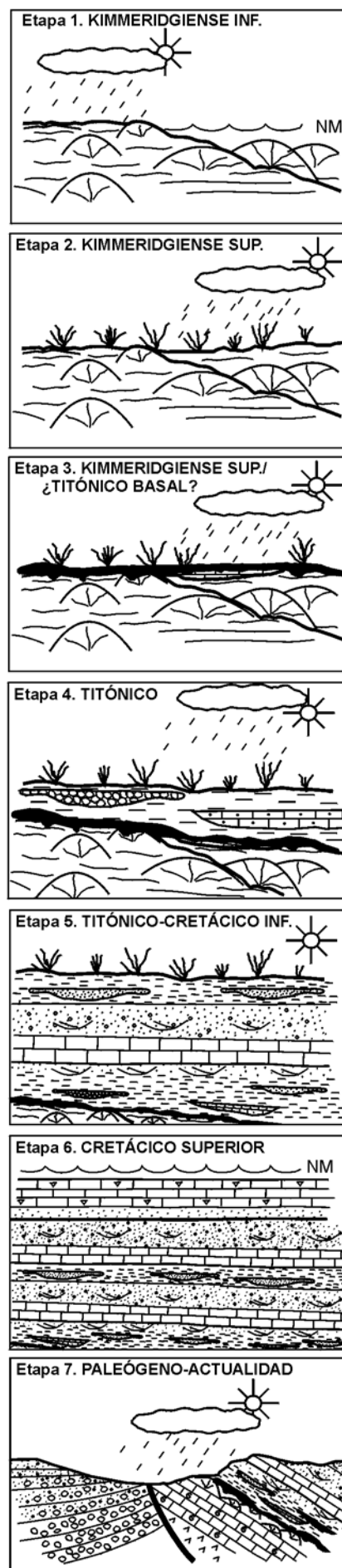
## SECTOR DEL SUR DEL MONCAYO



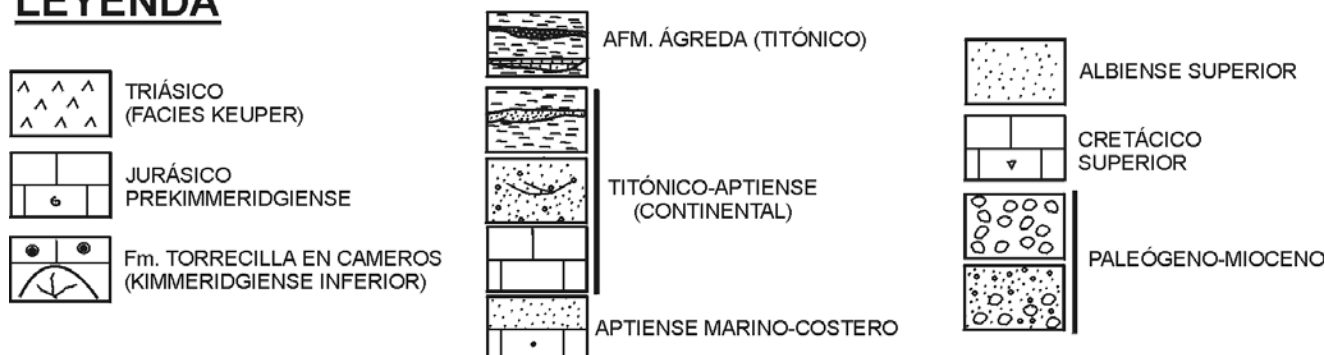
## SECTOR DE SORIA



## SECTOR DE TORRECILLA



## LEYENDA



**Fig. 3.5.3.** Resumen ilustrativo que muestra las distintas etapas de la evolución sedimentaria y tectónica que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en los distintos sectores estudiados.

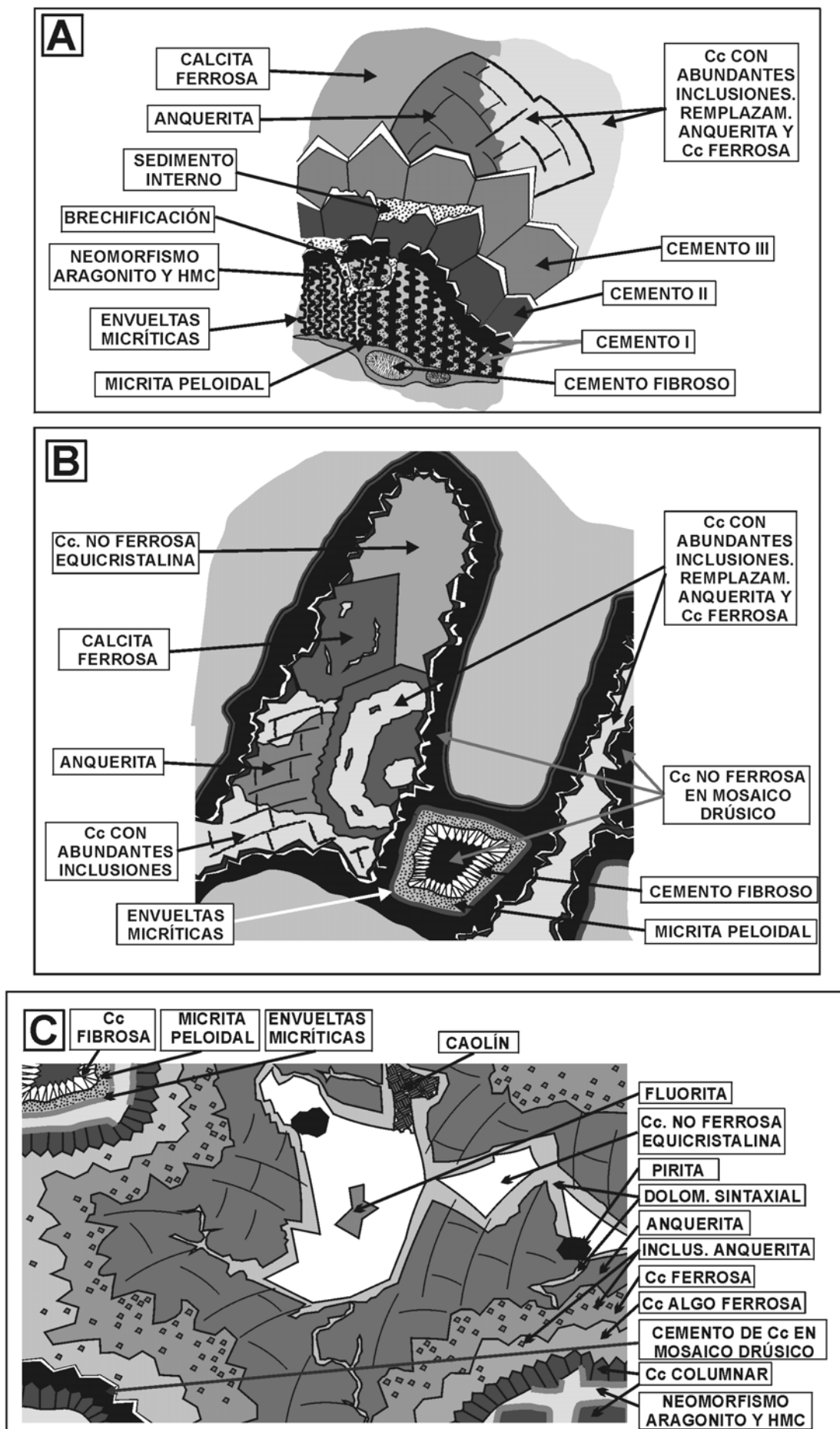
Durante el tercer y último episodio de sedimentación en este sector se produjo la progradación de barras oolíticas de *back-reef* sobre las facies arrecifales. La migración de estas barras, con muy poco contenido en silicilásticos (al contrario que en el Sector del Sur del Moncayo), se produjo sobre todo durante los episodios de tormenta aunque durante las últimas etapas de sedimentación estos depósitos oolíticos fueron también retrabajados por la acción del oleaje en tiempo normal. Tanto las facies predominantemente arrecifales como las oolíticas se desarrollaron durante el Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

En el Sector de Torrecilla, situado más al norte (Fig. 3.5.1), la evolución sedimentaria de la Fm. Torrecilla en Cameros fue más compleja que en los sectores de Soria y del Sur del Moncayo. En este sector se desarrolló un sistema arrecifal franjeante cuya evolución estuvo controlada tanto por la tectónica, que estaba produciendo el levantamiento del bloque de la Demanda, como por la tendencia eustática positiva predominante durante el Kimmeridgiense inferior. Estos controles dieron lugar a un proceso de regresión forzada durante el cual tuvo lugar la formación de varios cuerpos arrecifales progradantes adosados lateralmente que podían quedar emergidos durante los episodios de elevación tectónica e inundados por el mar de nuevo por la acción del eustatismo positivo (Fig. 3.5.2C). Durante las primeras etapas de evolución de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector el desarrollo de cada uno de los cuerpos arrecifales comenzaba en una zona de rampa media y finalizaba en la zona media-interna. Progresivamente, a medida que continuó la elevación tectónica, comenzaron a desarrollarse barras submareales de deriva litoral con abundantes terrígenos en una zona de rampa interna. Estas barras dejaban por detrás zonas protegidas y muy someras en las que se crecieron abundantes colonias de coral masivas y faceloides delicadas sobre las que se

desarrollaron abundantes encostramientos típicos de ambientes muy someros y a las que podían llegar los terrígenos durante los episodios de tormenta. Durante las últimas etapas de evolución de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector los sucesivos episodios de elevación tectónica no pudieron ser ya compensados por el eustatismo positivo, lo que dio lugar a la emersión de parte de la plataforma y a la formación de playas rocosas. Durante esta etapa la sedimentación y desarrollo de los corales tuvo lugar en zonas cada vez más someras de la rampa interna, en las que el aporte de material siliciclástico continuó siendo importante. Esta influencia tan importante de los procesos tectónicos durante la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros no tuvo lugar en los sectores de Soria y del Sur del Moncayo, situados hacia el sur de la cuenca.

Durante esta etapa se formó la mayor parte de la porosidad secundaria, móldica, en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla, que se produjo por la disolución de parte de los esqueletos aragoníticos de los corales como consecuencia de la entrada de las aguas meteóricas durante alguno o algunos de los episodios de exposición subaérea que afectaron a la unidad arrecifal (Figs. 3.5.3-1; 3.5.4C). La porosidad secundaria, así como la porosidad primaria, fue cementada posteriormente por un cemento columnar submarino de HMC, durante un nuevo episodio de inundación de la unidad arrecifal, que rellenó por completo la microporosidad. Esto dio lugar a que muchos de los poros de mayor tamaño producidos por la disolución de los corales, en su mayor parte con importantes encostramientos micríticos alrededor, quedaran desconectados.

En los sectores del Sur del Moncayo y Soria, sin embargo, no se ha encontrado ninguna evidencia que sugiera que la unidad arrecifal quedó emergida o que fue afectada por las aguas meteóricas durante esta etapa.



**Fig. 3.5.4.** Esquemas idealizados que representan la secuencia paragenética de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en los sectores del Sur del Moncayo (A), Soria (B) y Torrecilla (C). Soria.



### III.5.3. Kimmeridgiense superior

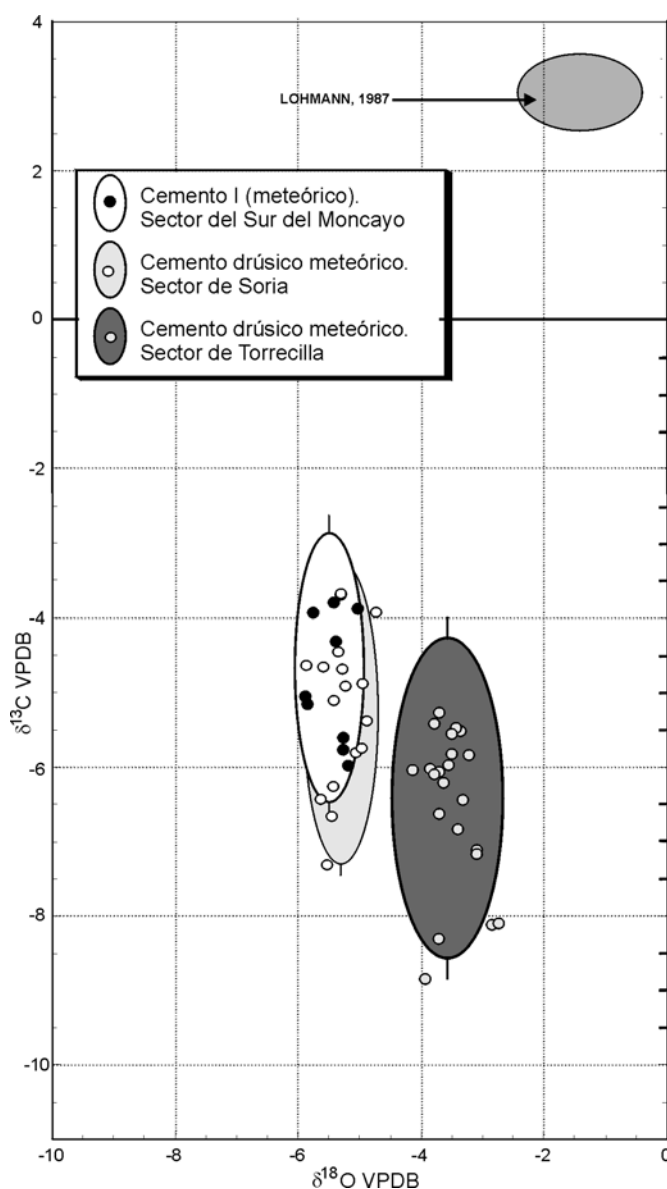
A partir del Kimmeridgiense superior la Fm. Torrecilla en Cameros quedó expuesta en superficie en todos los sectores estudiados (Fig. 3.5.3-2) debido, al menos en parte, a la retirada progresiva del mar del Estrecho de Soria hacia el SE y N a partir del Kimmeridgiense superior (Aurell *et al.*, 1994; Bádenas, 1999b) (Figs. 3.1.2.B; 3.2.3.42).

En los sectores de Soria y del Sur del Moncayo durante se produjo al comienzo de esta etapa la disolución de los esqueletos de los corales y del resto de los componentes aragoníticos, lo que dio lugar a la creación de la mayor parte de la porosidad secundaria en estos dos sectores. En el Sector de Torrecilla, sin embargo, solamente se creó porosidad de tipo *vug* y canal en la parte superior de la unidad arrecifal, ya que la mayor parte de la porosidad móldica, generada por la disolución del aragonito, se había producido durante la etapa anterior.

Al comienzo de esta etapa también se produjo la precipitación de una única generación de cemento drúsico de calcita meteórica, tanto en la porosidad primaria como secundaria de los sectores de Torrecilla y de Soria y de la primera generación de cemento de calcita meteórica (Cemento I) que precipitó en el Sector del Sur del Moncayo (Fig. 3.5.4). La composición isotópica media en O del cemento meteórico precipitado en el Sector de Soria y la de la del Cemento I en el Sector del Sur del Moncayo es muy similar ya que ésta es de  $-5.3$  y  $-5.5\text{‰}$ , respectivamente. (Fig. 3.5.5). Solamente en el techo de la unidad arrecifal en el Sector de Soria las composiciones isotópicas en O son algo más pesadas como consecuencia del efecto de la evaporación. Es probable que en estos dos sectores la precipitación se produjera a partir de aguas de composiciones isotópicas similares y bajo condiciones ambientales también similares.

Sin embargo, la composición isotópica media en O de los cementos meteóricos precipitados en el Sector de Torrecilla es de  $-3.5\text{‰}$ , es decir, un  $2\text{‰}$  más pesada que en los otros dos sectores (Fig. 3.5.5). Por otro lado, en el Sector de Torrecilla durante esta etapa también se produjo la precipitación de yeso y la dolomitización de parte de las calizas edáficas precipitadas en el techo de la unidad, procesos que no han sido observados en los otros dos sectores. La precipitación de yeso y de dolomita necesita una fuente iones sulfato y Mg, respectivamente.

Como se comentó en el apartado de evolución diagenética del Sector de Torrecilla, los valores relativamente pesados de estas calcitas meteóricas son compatibles con el hecho de que durante esta



**Fig. 3.5.5.** Composiciones isotópicas de los cementos meteóricos precipitados, durante el Kimmeridgiense superior, en la Fm. Torrecilla en Cameros. Las elipses definen la media,  $\pm 2$  desviaciones estándar, de los valores obtenidos en C y O para estos cementos en cada sector. La elipse gris, que aparece en la parte superior de la figura, corresponde a los datos obtenidos por Lohmann (1987)  $\pm 1\text{‰}$  para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente en el Kimmeridgiense.

etapa las tasas de evaporación fueran relativamente altas y/o que durante estas primeras etapas de exposición subaérea la línea de costa se situara todavía en áreas próximas. El Sector de Torrecilla se encuentra situado más al norte que los otros dos sectores y por tanto tenía que estar más alejado de la línea de costa del Tethys que, durante el Kimmeridgiense superior, se encontraba al SE del Estrecho de Soria (Aurell *et al.*, 1994; Bádenas, 1999b). Por esta razón, resulta muy difícil explicar por qué en el Sector de Torrecilla, más alejado de la

costa, y presumiblemente con un mayor efecto continente, las composiciones isotópicas de los cementos meteóricos sean un 2 ‰ más pesadas que en los otros dos sectores, cuando la tendencia tendría que haber sido la contraria. Si en los tres sectores estos cementos meteóricos hubieran precipitado a partir de aguas de composición isotópica en O similar, o más ligeras en el Sector de Torrecilla debido al efecto continente, la temperatura a la que tuvo que precipitar el cemento meteórico en el Sector de Torrecilla tuvo que ser inferior en al menos 10° C a la que precipitó el cemento meteórico en los otros dos sectores o bien la tasa de evaporación tuvo que ser superior en al menos un 15-20% (Bottinga y Craig, 1969; Friedman y O'Neil, 1977). No nos parece acertada ninguna de estas dos hipótesis, ya que es improbable que se produjera un cambio tan drástico en las condiciones ambientales en áreas relativamente tan cercanas y situadas en zonas tropicales durante este periodo de tiempo.

Es posible, sin embargo, que si bien la línea de costa del Tethys se situaba hacia el SE en zonas ya relativamente alejadas a los tres sectores, la línea de costa de la Cuenca Vasco-Cantábrica (ligada al Dominio Boreal) se situara hacia el N pero muy cerca del Sector de Torrecilla. De hecho durante la parte basal del Kimmeridgiense superior hubo sedimentación marina en la Cuenca Vasco-Cantábrica, al menos, en áreas situadas al S de Vitoria (Bádenas, 1999b) (Fig. 3.1.2). Esto explicaría la composición isotópica en O relativamente pesada de los cementos meteóricos del Sector de Torrecilla precipitados durante esta etapa, e incluso la presencia de yeso y dolomita que pueden ser relativamente frecuentes en zonas cercanas a la costa donde el agua del mar puede llegar a áreas emergidas, tierra adentro, durante los episodios de tormenta (Tucker y Wright, 1990).

### III.5.4. Kimmeridgiense superior/¿Titónico basal?

Durante esta etapa continuó la exposición subaérea en todos los sectores estudiados (Fig. 3.5.3-3). En el Sector de Torrecilla se produjo el depósito de calizas arenosas en zonas encharcadas y de las arenas que posteriormente sufrieron un proceso de edafización y ferruginización importante. Por otro lado, la línea en la Cuenca Vasco-Cantábrica se fue alejando progresivamente hacia el N. La influencia del mar, por tanto, iba siendo menor y el efecto continente iba siendo mayor, lo que favoreció que las composiciones isotópicas de los carbonatos precipitados durante esta etapa tuvieran una composición isotópica más negativa.

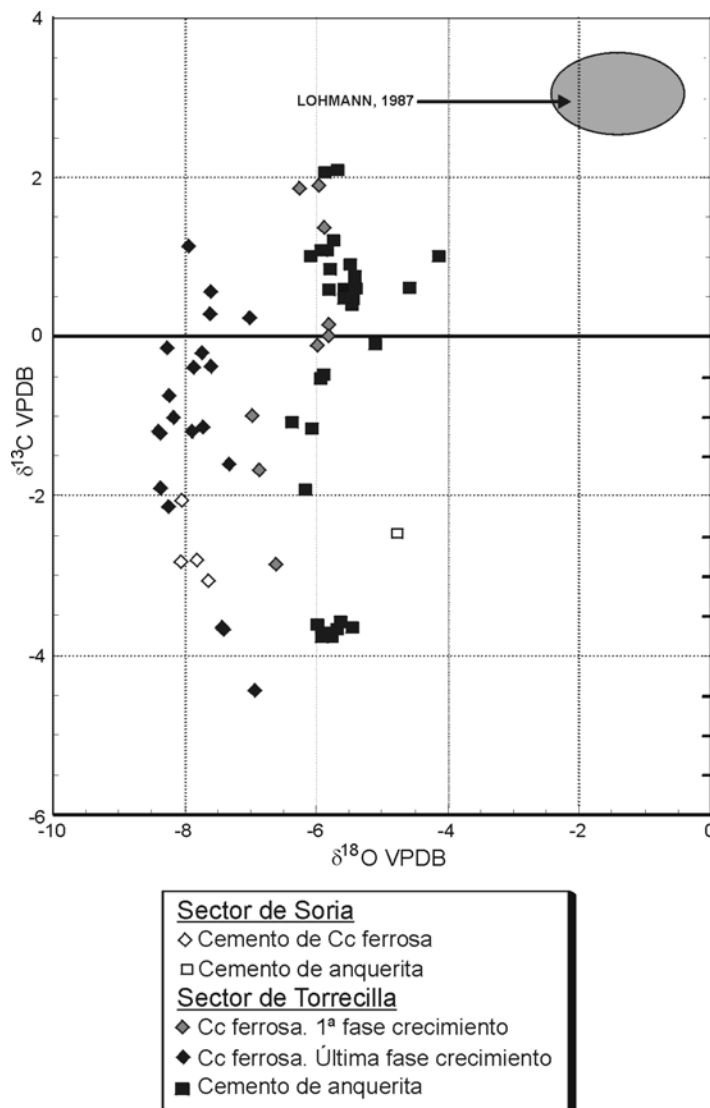
En el Sector de Soria durante esta etapa se desarrolló la costra hematítica que corresponde al techo de la Fm. Torrecilla en Cameros y en el Sector del Sur del Moncayo probablemente continuó la precipitación del Cemento I, o incluso pudieron ya comenzar los movimientos tectónicos que dieron lugar a la fracturación de la unidad arrecifal y que será explicado en el siguiente apartado.

### III.5.5. Titónico ¿inferior?

En el Sector del Sur del Moncayo se produjo, durante esta etapa, la fracturación de los depósitos del Jurásico marino. Tras este episodio de fracturación se produjo la erosión de parte de estas unidades, lo que dio lugar a la exposición subaérea de la Fm. oxfordiense de Aldealpozo y a la karstificación y brechificación tanto de la Fm. kimmeridgiense Torrecilla en Cameros como de la unidad oxfordiense. Este proceso de brechificación afectó al Cemento I y, tras él, continuó produciéndose la precipitación de al menos tres generaciones más de cementos meteóricos que ocluyeron la mayor parte de la porosidad remanente en este sector (Fig. 3.5.4A).

### III.5.6. Titónico-Cretácico inferior

En el Titónico comenzó y se desarrolló el periodo de *rifting* finijurásico-eocretácico que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a la sedimentación continental que comenzó con el depósito de la Afm. Ágreda, datada como Titónico (Gómez-Fernández, 1992), en los sectores de Torrecilla y de Soria (Fig. 3.5.3-4). En ambos sectores durante este periodo de tiempo se produjo el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal (que llegó a ser de 2000 a 2500 m en el Sector de Soria y de unos 3000 m en el de Torrecilla). Durante esta etapa tuvo lugar un proceso de fracturación en estos dos sectores, asociado al episodio de *rifting*, y la precipitación de calcita algo ferrosa y ferrosa tanto en las fracturas como en el resto de la porosidad remanente, secundaria sobre todo, que no había sido cementada por los cementos marinos o meteóricos precipitados anteriormente (Fig. 3.5.3-5; 3.5.4B, C). Este cemento de calcita, algo ferrosa durante las primeras etapas del enterramiento, fue aumentando progresivamente su contenido en Fe a medida que progresaba el enterramiento. En ambos sectores el cemento de calcita ferrosa tiene una composición elemental e isotópica similar (Fig. 3.5.6) y en ambos casos precipitó a partir de un fluido de carácter reductor y rico en Mg, y en el caso del Sector de Torrecilla de salinidad entre 15-17 ‰ y con una temperatura de entre 130-140° C.



**Fig. 3.5.6.** Composiciones isotópicas de los cementos de calcita ferrosa y anquerita en los sectores de Soria y Torrecilla.

En el Sector del Sur del Moncayo, sin embargo, durante esta etapa tuvo lugar la sedimentación de las formaciones Bijuesca y Ciria, de edad Titónico-Berriasiense, que no superaron los 400 m de espesor y que fosilizaron las fracturas producidas durante la etapa anterior. En este sector, con el depósito de estas dos unidades finalizó la sedimentación hasta el Aptiense. En concreto, en la sección estratigráfica estudiada los depósitos del Titónico-Berriasiense presentan un espesor de 15 m. Esto dio lugar a que, durante su depósito, e incluso durante su exposición subaérea previa al depósito del Aptiense, la unidad arrecifal fuera todavía afectada por procesos diagenéticos de carácter meteórico, al contrario que en los sectores de Soria y Torrecilla donde estas unidades ya habían sufrido gran parte de su enterramiento.

La sedimentación durante el Aptiense en el Sector del Sur del Moncayo se produjo en un ambiente

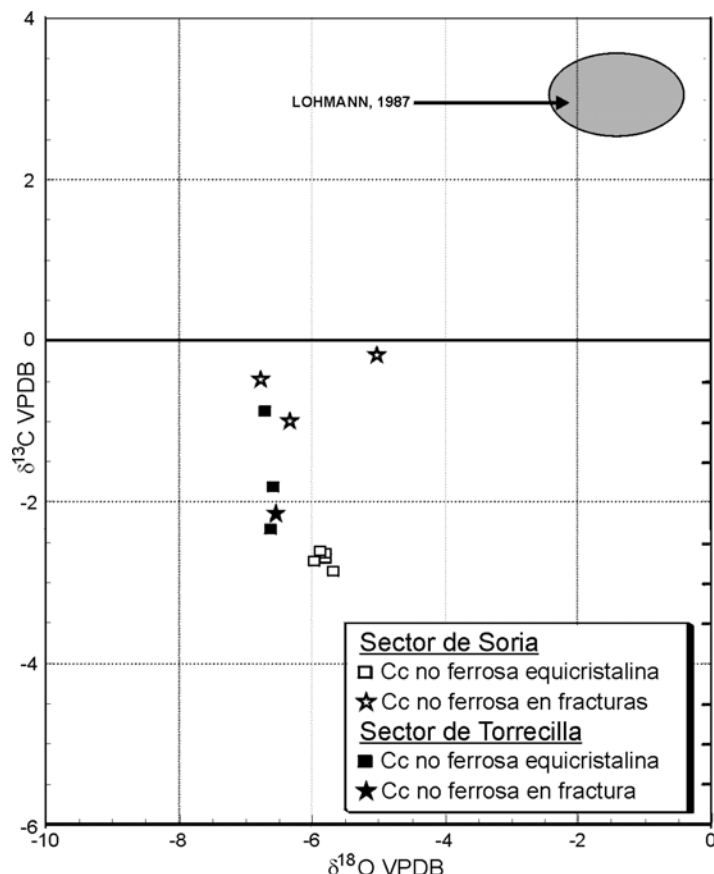
marino costero, tras un nuevo periodo de fracturación (Fig. 3.5.3-5). En cualquier caso el espesor de sedimentos depositados durante este episodio de sedimentación costera no superó los 10-15 m de espesor.

### III.5.7. Cretácico superior

En todos los sectores estudiados esta etapa de *postrift* comenzó con la sedimentación de las arenas en facies Utrillas y continuó con el depósito de las calizas y dolomías en plataforma carbonática, que no superaron en ninguno de los sectores los 800-900 m de espesor (Fig. 3.5.3-6).

En los sectores de Soria y de Torrecilla se produjo la corrosión y disolución intracrystalina de la calcita ferrosa, que había precipitado durante la etapa anterior y la precipitación de anquerita barroca (que en ambos sectores presenta una composición elemental e isotópica similar) en la porosidad remanente, incluida la porosidad intracrystalina de la calcita ferrosa (Figs. 3.5.4B; C; 3.5.6). En el Sector de Torrecilla, además, después de la anquerita barroca, y tras una superficie de corrosión, precipitó el cemento sintaxial de dolomita. La precipitación de estas dos fases diagenéticas posiblemente estuvo relacionada con el episodio hidrotermal que dio lugar al metamorfismo de las unidades del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros hace 108-85 Ma (Casquet *et al.*, 1992; Barrenechea, 1994; Alonso-Azcárate, 1997; Mantilla Figueroa, 1999). De hecho, el estudio microtermométrico realizado en las inclusiones primarias del cemento de anquerita y de dolomita sintaxial indica que su precipitación se produjo a una temperatura de entre 140 y 157° C en el primer caso y de entre 155 y 179° C en el caso de la dolomita sintaxial. En ningún caso estas temperaturas podrían haberse alcanzado a una profundidad de hasta 4000 m (que alcanzó como máximo la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla) y con un gradiente geotermal de entre 20 y 30° C/Km.

Tras la precipitación del cemento de anquerita y caolín, en el Sector de Soria, y tras la del cemento sintaxial de dolomita, caolín y pirita, en el de Torrecilla, tuvo lugar un nuevo episodio de fracturación y precipitación de un cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino, tanto en las fracturas como en el resto de la porosidad, que presenta una petrografía y una composición elemental e isotópica similar en ambos sectores (Figs. 3.5.4B; C; 3.5.7). Este cemento ocluyó la mayor parte de la porosidad remanente en ambos sectores. El hecho de que este cemento presente unas características tan similares en estos dos sectores situados en dos áreas opuestas de la Cuenca de Cameros, nos hace considerar que su precipitación se



**Fig. 3.5.7.** Composiciones isotópicas del cemento de calcita no ferrosa en mosaico equicristalino precipitada en la porosidad y en algunas de las fracturas de los sectores de Soria y Torrecilla.

pudo deber al desarrollo de un mismo evento tectónico que pudo afectar al menos a parte de la cuenca. Este cemento de calcita llama la atención por sus bajos contenidos en Fe y su relativamente alto contenido en Mg, y de Sr (en el Sector de Torrecilla), composiciones que, en cualquier caso, no son típicas de un cemento meteórico. Asimismo su composición isotópica en O no es indicativa de ningún ambiente diagenético en particular, aunque el hecho de que ésta no sea muy ligera sugiere que su precipitación probablemente no se produjo a temperaturas muy elevadas. Es posible que el fluido a partir del cual precipitó este cemento pudiera tener un origen marino en ambos sectores. Este fluido pudo haber llegado a estas zonas enterradas de la cuenca como consecuencia de un episodio de fracturación desarrollado durante los últimos episodios de sedimentación del Cretácico superior, como de hecho ocurrió durante el Maastrichtiense en la Meseta Norte de Castilla (Alonso *et al.*, 1987; 1993). En cualquier caso, esta hipótesis tendría que ser contrastada con estudios geoquímicos y microtermométricos adicionales.

En el Sector del Sur del Moncayo y al contrario que en los otros dos sectores, durante el Cretácico superior se produjo la mayor parte del enterramiento de la

unidad que no superó los 1000 m. En este sector, tras los cementos meteóricos, precipitó la anquerita (Fig. 3.5.4A), cuya presencia también atribuimos al desarrollo del metamorfismo hidrotermal que afectó a parte de los depósitos de la Cuenca de Cameros. Tras la precipitación de la anquerita en este sector tuvo lugar un proceso de fracturación y cementación de calcita ferrosa, tanto en estas fracturas como en la escasa porosidad remanente.

### III.5.8. Paleógeno-Mioceno inferior-medio

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior-medio tuvo lugar el levantamiento tectónico de esta región, producido como consecuencia de la compresión alpina (Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 3.5.3-7).

En el Sector de Torrecilla durante este periodo compresivo se produjo un episodio de fracturación, la formación de las mineralizaciones de fluorita (Fig. 3.5.4C), celestina, baritina, esfalerita, y dolomita barroca poco ferrosa, típicas de los yacimientos de tipo Mississippi-Valley, y la llegada de los hidrocarburos. Tras a la formación de estas mineralizaciones tuvo lugar otro episodio de fracturación y la precipitación del cemento de calcita ferrosa en mosaico equicristalino tanto en estas fracturas como en parte de la escasa porosidad remanente de la unidad arrecifal. Es posible que, a la vez que estas fracturas, se formaran los planos secundarios de inclusiones fluidas observadas en la fluorita que contienen metano y cuyas Ths se sitúan entre 182 y 189° C. Durante la llegada de estos fluidos a alta temperatura es posible que también se produjera la transformación de los hidrocarburos en estado líquido a estado sólido, con la consiguiente liberación de metano, que habría quedado atrapado en estas inclusiones.

En los sectores de Soria y del Sur del Moncayo durante esta etapa se produjo el desarrollo de fracturas que fueron cementadas por calcita, cuyas composiciones isotópicas en O son las más ligeras de todos los carbonatos diagenéticos analizados y que probablemente precipitaron a temperaturas relativamente elevadas. En estos dos sectores no se han identificado ni los minerales ni los hidrocarburos observados en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Torrecilla. Sin embargo, sí han sido descritas mineralizaciones de Pb-Zn en algunas zonas próximas al Sector de Soria (en el sector del Madero) (Fig. 3.5.1) donde también están asociadas a fracturas (IGME, 1974). Asimismo en el Sector del Madero se ha descrito la existencia de un evento hidrotermal que afectó al menos a los depósitos del Grupo Tera, de edad Titónico-Berriasiense y que se desarrolló

durante la compresión alpina (Mantilla-Figueroa, 1999).

En el Sector del Sur del Moncayo, por su parte, se ha descrito la presencia de hidrocarburos rellenando la porosidad de las areniscas del Aptiense y cuya migración ha sido asignada al Terciario (Ellenor, 1978).

### **III.5.9. ¿Mioceno superior?-actualidad**

En respuesta al levantamiento tectónico, producido en todos los sectores tuvo lugar un proceso erosivo que dio lugar a la exhumación de las distintas unidades mesozoicas, por lo que la Fm. Torrecilla en Cameros fue de nuevo afectada por las aguas meteóricas (Fig. 3.5.3-7). Bajo estas nuevas condiciones meteóricas la anquerita y la calcita ferrosa eran inestables, y fueron reemplazadas en un ambiente subóxico por los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro (Fig. 3.5.4A; B), cuya composición isotópica media es muy similar a la de los espeleotemas presuntamente recientes encontrados en los sectores de Soria y de Torrecilla. Por otro lado, las composiciones isotópicas de estos mosaicos son también similares a los valores que se obtendrían en las calcitas precipitadas en equilibrio a partir de las aguas subterráneas actuales en cada uno de los sectores.



# **IV. Conclusiones**





En el Kimmeridgiense inferior se desarrolló, en el sector noroccidental de la Cuenca Ibérica, una plataforma carbonática somera de tipo rampa en la que proliferaron las construcciones arrecifales de coral pertenecientes a la Fm. Torrecilla en Cameros. Este trabajo, basado en gran parte en el examen petrográfico y en los análisis geoquímicos elementales e isotópicos realizados a microescala, ha consistido en el estudio, y posterior comparación, de la evolución sedimentaria y diagenética de los depósitos de esta Formación en tres sectores distintos de la cuenca: el Sector del Sur del Moncayo situado fuera del ámbito de la Cuenca de Cameros (aunque adyacente a él), el Sector de Soria situado al sur de la Cuenca de Cameros y el Sector de Torrecilla situado al norte de la cuenca.

#### **IV.1. Sector del Sur del Moncayo**

La sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector comenzó en una zona media-externa de la rampa en la que posteriormente se desarrolló un sistema arrecifal progradante, que era afectado por frecuentes episodios de tormenta.

La mayor parte del desarrollo arrecifal tuvo lugar en una zona media de la rampa donde predominaron las colonias de corales laminares y planas. Solamente durante las últimas etapas de sedimentación predominaron las colonias de corales dómicas y faceloides que presentan incrustaciones incipientes. Estas colonias se desarrollaron en una zona media-interna de la rampa en la que el material alóctono que rodeaba a estas colonias presentaba muestras de retrabajamiento por el oleaje.

La sedimentación durante el Kimmeridgiense inferior en este sector finalizó con el depósito de barras oolíticas submareales en una zona de rampa interna.

Salvo las facies oolíticas, que pertenecen al Cortejo Sedimentario de regresión forzada, el resto de los depósitos de la Fm. Torrecilla en Cameros pertenecen al Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

Posteriormente la unidad arrecifal quedó expuesta y fue afectada por las aguas meteóricas que favorecieron la disolución de la mayor parte del aragonito y la precipitación de cemento meteórico.

El estudio petrográfico e isotópico detallado de este cemento nos ha permitido discriminar varias

generaciones cuya precipitación tuvo lugar durante distintos episodios.

La primera generación de cemento meteórico tuvo lugar durante el Kimmeridgiense superior, una vez que la Fm. Torrecilla en Cameros fue expuesta.

A comienzos del Titónico se produjo la fracturación de los depósitos del Jurásico marino y la erosión de parte de estas unidades lo que dio lugar a la karstificación, brechificación y erosión de la unidad arrecifal. El proceso de brechificación también afectó a la primera generación de cemento meteórico tras la cual precipitaron varias generaciones más de cementos meteóricos, probablemente bajo condiciones ambientales algo más frías y áridas, y que ocluyeron la mayor parte de la porosidad remanente.

En el Titónico-Berriasiense tuvo lugar la sedimentación de las formaciones continentales Bijuesca y Ciria que fosilizaron las fracturas que se habían producido durante la etapa anterior y cuyo espesor en la sección estratigráfica estudiada no supera los 15 m.

Tras el Berriasiense y hasta el Aptiense no se produjo ningún otro episodio de sedimentación, por lo que estos depósitos continentales quedaron expuestos. A su vez, la unidad arrecifal, muy poco enterrada, continuó estando bajo la influencia de las aguas meteóricas.

A partir del Aptiense y durante el Cretácico superior se produjo la mayor parte del enterramiento de la unidad, que no superó los 1000 m de espesor. Durante esta etapa tuvo lugar la precipitación de anquerita barroca, probablemente asociada al metamorfismo hidrotermal que afectó a parte de los depósitos de la Cuenca de Cameros durante el Cretácico medio-superior, y de calcita ferrosa tanto en fracturas como en la porosidad remanente.

Las últimas etapas diagenéticas preservadas en este sector se iniciaron en respuesta al levantamiento tectónico de esta región a partir del Paleógeno, durante la compresión alpina, etapa en la que se produjo la precipitación, en fracturas, de calcita a temperaturas relativamente elevadas.

El levantamiento tectónico y el subsecuente proceso erosivo favoreció la exhumación la unidad arrecifal y la alteración y remplazamiento de la anquerita y de la calcita ferrosa, inestables bajo condiciones meteóricas.

## IV.2. Sector de Soria

En el Sector de Soria la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros comenzó durante el desarrollo del Cortejo Sedimentario transgresivo en una zona interna-media de la rampa dominada por las tormentas, de tendencia retrogradante, y con gran cantidad de aportes siliciclásticos.

La sedimentación continuó con el desarrollo de colonias de corales con abundantes depósitos de tormenta intercalados que, en conjunto, presentan una tendencia progradante. Esta tendencia progradante queda reflejada por el cambio en la morfología predominante de los corales y por el grado de retrabajamiento de los componentes que forman los depósitos de origen alóctono intercalados entre las colonias de coral. Durante el comienzo de esta etapa la sedimentación se produjo en una zona de rampa media en la que se desarrollaron colonias laminares y planas intercaladas entre depósitos de tormenta cuyos componentes no presentan signos de retrabajamiento por el oleaje. Progresivamente la sedimentación tuvo lugar en una zona media-interna de la rampa donde predominaron las colonias planas con crecimientos en la vertical (pseudoramosas) faceloides y masivas, sobre las que se desarrollaron incrustaciones típicas de ambientes muy someros a medida que los componentes del sedimento alóctono, iban siendo más redondeados y presentaban signos de retrabajamiento por el oleaje.

La sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector finalizó con el depósito de barras oolíticas de *back-reef* sobre las facies arrecifales.

Tanto las facies predominantemente arrecifales como las oolíticas se desarrollaron durante el Cortejo Sedimentario de alto nivel de la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

En el Kimmeridgiense superior la unidad arrecifal quedó expuesta y fue también afectada por las aguas meteóricas que favorecieron la disolución de la mayor parte del aragonito, la precipitación de una única generación de cemento meteórico y el desarrollo posterior de una costra edáfica hematítica en el techo de la unidad arrecifal.

Durante el Titónico y el Cretácico inferior se desarrolló el periodo de *rifting* finijurásico-eocretácico que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a la sedimentación continental que comenzó en este sector con el depósito de la Afm. Ágrede. Durante este periodo de tiempo se produjo el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal, que llegó a ser de 2000 a 2500 m en el Sector de Soria, y

la precipitación de un cemento de calcita ferrosa, progresivamente con más contenido en Fe, en fracturas y en la porosidad remanente.

Durante la etapa de sedimentación asociada al episodio de *postrift* del Cretácico superior se produjo una acumulación de sedimentos que no superó los 800-900 m de espesor. En esta etapa se tuvo lugar la corrosión y disolución intracrística de la calcita ferrosa y la precipitación de anquerita barroca, tanto en la porosidad intracrística como en el resto de la porosidad remanente. La precipitación de la anquerita probablemente estuvo asociada al episodio hidrotermal que dio lugar al metamorfismo de algunas de las unidades del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros occidental hace 108-85 Ma.

En el Cretácico terminal se produjo un episodio de fracturación y precipitación de un cemento de calcita no ferrosa y rica en Mg tanto en las fracturas como en el resto de la porosidad remanente

Las últimas etapas diagenéticas preservadas en este sector también se iniciaron en respuesta al levantamiento tectónico de esta región en la compresión alpina durante la cual se produjeron fracturas que fueron cementadas por calcita a temperaturas relativamente elevadas.

En respuesta a la exhumación la unidad arrecifal también tuvo lugar la alteración y remplazamiento de la anquerita y de la calcita ferrosa, inestables bajo condiciones meteóricas.

## IV.3. Sector de Torrecilla

En este sector durante el Kimmeridgiense inferior se desarrolló un sistema arrecifal franjeante cuya evolución estuvo controlada tanto por la tectónica, como por la tendencia eustática positiva predominante. Estos controles dieron lugar a un proceso de regresión forzada durante el cual tuvo lugar la formación de varios cuerpos arrecifales progradantes adosados lateralmente que podían quedar emergidos durante los episodios de elevación tectónica e inundados de nuevo como consecuencia del eustatismo positivo. Los depósitos de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector también pertenecen a la Secuencia Depositional Kimmeridgiense-1 de Bádenas (1997; 1999b).

En las primeras etapas de evolución el desarrollo cada uno de los cuerpos arrecifales comenzaba en una zona de rampa media y finalizaba en la zona media-interna.

Progresivamente, y a medida que continuó la elevación tectónica, comenzaron a desarrollarse

barras submareales de deriva litoral con abundantes terrígenos en una zona de rampa interna. Estas barras dejaban por detrás zonas protegidas y muy someras en las que crecieron colonias de coral masivas y faceloides delicadas sobre las que se desarrollaron abundantes encostramientos típicos de ambientes muy someros. A estas zonas protegidas les podían llegar sedimentos terrígenos durante las tormentas.

Durante las últimas etapas de evolución de la Fm. Torrecilla en Cameros en este sector los sucesivos episodios de elevación tectónica no pudieron ser ya compensados por el eustatismo positivo lo que dio lugar a la emersión de parte de la plataforma y a la formación de playas rocosas.

Fue durante estos episodios de exposición subaérea cuando se generó la mayor parte de la porosidad secundaria móldica producida por la disolución total o parcial de los esqueletos aragoníticos de los corales. La porosidad secundaria, así como la porosidad primaria, fue cementada entonces por calcita de alto contenido en Mg, de origen marino, cuando la plataforma quedaba de nuevo sumergida.

En el Kimmeridgiense superior la unidad arrecifal quedó completamente expuesta y fue edafizada, produciéndose la precipitación de una única generación de cemento meteórico de calcita. Asimismo, durante esta etapa se produjo la precipitación de yeso y la dolomitización temprana del techo de la unidad arrecifal.

Posteriormente, también durante el Kimmeridgiense superior o ya durante el Titónico, se produjo el depósito de calizas arenosas y arenas que sufrieron un intenso proceso de edafización y ferruginización durante el cual precipitó hematites, siderita y bertierina, tuvo lugar la disolución/remplazamiento del yeso y la dedolomitización.

Asociado al periodo de *rifting* finijurásico-eocretácico, que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros, se produjo el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal, que llegó a ser de unos 3000 m en este sector, y la precipitación de un cemento de calcita progresivamente con más contenido en Fe en fracturas y en la porosidad remanente.

Durante el episodio de *postrift* del Cretácico superior se produjo una acumulación adicional de sedimentos de 800-900 m de espesor y tuvo lugar la corrosión y disolución intracrystalina de la calcita ferrosa que había precipitado durante la etapa anterior, y la precipitación de anquerita barroca, a una

temperatura de al menos 140° C, tanto en la porosidad intracrystalina generada en la calcita como en el resto de la porosidad. Tras un proceso de corrosión, precipitó el cemento syntaxial de dolomita a una temperatura de al menos 155° C. La precipitación de estas dos fases diagenéticas probablemente estuvo relacionada con el episodio hidrotermal que dio lugar al metamorfismo de parte de las unidades del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros.

Tras la precipitación del cemento syntaxial de dolomita, y del caolín y pirita, tuvo lugar un episodio de fracturación y precipitación de un cemento de calcita no ferrosa rica en Mg y Sr, episodio probablemente acaecido durante el Cretácico terminal.

Durante la compresión alpina precipitaron la fluorita, celestina, baritina, esfalerita y dolomita barroca poco ferrosa y se produjo la llegada de hidrocarburos. Estas fases fueron posteriormente afectadas por otro episodio de fracturación durante el cual precipitó un cemento de calcita ferrosa a temperatura de al menos 180-190° C.

Como consecuencia de la exhumación la unidad arrecifal tuvo lugar la alteración y remplazamiento de la anquerita y de la calcita ferrosa, inestables bajo condiciones meteóricas.

#### **IV.4. Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-*rifting*) de la Cuenca de Cameros**

La sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en estos tres sectores tuvo lugar en una plataforma carbonática de tipo rampa en la que predominaron las construcciones arrecifales de coral pero que era afectada por frecuentes tormentas. La sedimentación estuvo controlada tanto por la tendencia eustática positiva predominante durante el Kimmeridgiense inferior, como por la tectónica, que controló en gran medida la sedimentación en el Sector de Torrecilla.

El tipo de facies predominante, así como el desarrollo los procesos diagenéticos más tempranos ocurridos en cada uno de los sectores, condicionaron en gran medida el desarrollo de la evolución diagenética posterior de la unidad arrecifal.

En el Kimmeridgiense superior la Fm. Torrecilla en Cameros fue expuesta. Durante este periodo de tiempo la línea de costa del Tethys se situaba hacia el SE en zonas ya relativamente alejadas a los tres sectores. Sin embargo la línea de costa de la Cuenca Vasco-Cantábrica se situaba muy cerca del Sector de Torrecilla lo que influyó en la precipitación del yeso,

en la dolomitización temprana y en la geoquímica de los cementos meteóricos precipitados en este sector.

Durante el periodo de *rifting* finijurásico-eocretácico que dio lugar a la Cuenca de Cameros, la evolución diagenética de los sectores de Soria y Torrecilla fue similar y estuvo controlada por el enterramiento de la unidad arrecifal que llegó a ser de 2000 a 2500 m y alrededor de 3000 m, respectivamente. Sin embargo en el Sector del Sur del Moncayo la unidad arrecifal, fuera del ámbito de la Cuenca de Cameros, sufrió un enterramiento mucho menor en este periodo de tiempo, durante el cual todavía estaba afectada por las aguas meteóricas.

La precipitación de anquerita barroca en los tres sectores estudiados estuvo asociada al proceso metamórfico de carácter hidrotermal que tuvo lugar en gran parte de la Cuenca de Cameros durante el Cretácico medio-superior.

Posteriormente, en el Cretácico terminal tuvo lugar en los sectores de Soria y Torrecilla un proceso de fracturación durante el cual precipitó un cemento de calcita no ferrosa y rica en Mg y Sr.

A partir del Paleógeno y como consecuencia de la compresión alpina se produjo el levantamiento tectónico de la unidad arrecifal en los tres sectores al cual estuvo asociada la precipitación de las mineralizaciones de fluorita, celestina, esfalerita y dolomita y la llegada de hidrocarburos en el Sector de Torrecilla. Durante esta etapa también se produjeron fracturas que fueron cementadas por calcita a temperaturas relativamente elevadas en los tres sectores.

Finalmente, y también en los tres sectores estudiados, durante la exhumación la unidad arrecifal tuvo lugar la alteración y remplazamiento de la anquerita y de la calcita ferrosa, inestables bajo las nuevas condiciones meteóricas.

## **V. Bibliografía**





- Adams, A.E., Mackenzie, W.S. y Guilford, C. (1984) Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope. 104 pp. Longman. Harlow.
- Aguilar, M. J.; Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971) Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior de la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, **27** (6), 497-512.
- Aissaoui, D.M. (1988) Magnesian calcite cements and their diagenesis; dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll. *Sedimentology*, **35**, 821-841.
- Aitken, R. (1942) The Sierra of the Demanda (Burgos, Spain). Note of the tectonics of the northern margin. *Geological Magazine*, **79**, 33-48.
- Aitken, R. (1946) La Sierra de la Demanda (Burgos, España). Nota sobre la tectónica del Borde Norte. *Not. Com. I.G.M.E.*, **15**, 183-209.
- Al-Hashimi, W.S. y Hemingway, J.E. (1973) Recent dedolomitization and the origin of rusty crusts of Nothumberland. *Jour. Sedim. Petrol.*, **43**, 82-91.
- Ali, Q.E. (1983) Microsolenid corals as rock-formers in the Corallian (Upper Jurassic) rocks of England. *Geological Magazine*, **120** (4), 375-380.
- Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1977) Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: data from surface and subsurface of Barbados, West Indies. *Geology*, **5**, 16-20.
- Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797-817.
- Allen, P.A. y Allen, J.R. (1990) Basin analysis. Principles & applications. Blackwell. Oxford. 452pp.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1988a) El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Programa y resúmenes de comunicaciones*, 5-8.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1988b) La transgresión aptiense al Sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *Comunicaciones II Congreso Geológico de España, Granada, 1988, I*, 11-14.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1990) El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 173-198.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1993) Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de los Cameros. *Cuad. Geol. Iber.*, **17**, 285-310.
- Alonso, A.; Aurell, M.; Mas, J.R.; Meléndez, A. y Nieva, S. (1989) Estructuración de las plataformas del Jurásico superior de la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. *XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao, 1989. Comunicaciones*, 175-178.
- Alonso, A.; Mas, J.R. y Meléndez, N. (1986-1987) Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geol. Hisp.*, **21-22**, 296-306.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R. y Meléndez, A. (1993) Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution. Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platforms* (Eds. T. Simó; R.W. Scott y J.P. Masse). *Memoir Am. Ass. Petrol. Geol.*, **56**, 297-316.
- Alonso-Azcárate, J. (1997) Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de piritita en la Cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo. Cretácico inferior, La Rioja-Soria. Tesis Doctoral. Univ. Complut. Madrid, 544 pp. Inédita.
- Alonso-Azcárate, J.; Barrenechea, J.F.; Rodas, M. y Mas, R. (1995a) Comparative study of the transition between very low grade and low grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments, Early Cretaceous, Cameros Basin (North Spain). *Clay Minerals*, **30**, 409-422.
- Alonso-Azcárate, J.; Boyce, A.J.; Botrell, S.H.; Macaulay, C., Rodas, M.; Fallick, A.E. y Mas (1999b) Geochemical development and use of in situ laser sulfur isotope analysis for pyrite-anhydrite geothermometry: An example from the pyrite deposits of Cameros Basin, NE Spain, *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **63**, 509-513.
- Alonso-Azcárate, J.; López-Andrés, S. y Fernández-Díaz, L. (1994) Variations in pyrite crystals habit from Cameros Basin (NE Spain). *16<sup>th</sup> IMA General Meeting. Pisa (Italia)*, 8.

- Alonso-Azcárate, J.; Rodas, M.; Barrenechea, J.F. y Mas, J.R. (1999) Factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y las asociaciones minerales en los sedimentos del Grupo Enciso (Cretácico inferior). Cuenca de Cameros. La Rioja (Norte de España). *Rev. Soc. Geol. España*, **12**, 439-451.
- Alonso-Azcárate, J.; Rodas, M.; Bottrell, S.H.; Mas, J.R. y Raiswell, R. (1999c) Estudio textural e isotópico de los sulfuros diseminados en los sedimentos de la Cuenca de Cameros (La Rioja, España). *Rev. Soc. Geol. España*, **12** (2), 241-249.
- Alonso-Azcárate, J.; Rodas, M.; Bottrell, S.H.; Raiswell, R.; Velasco, F. Y Mas, R. (1999a) Pathways and distances of fluid flow during low-grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Jour. Metamorphic Geol.*, **17**, 339-348.
- Alonso-Azcárate, J.; Rodas, M.; Mas, R. y Velasco, F. (1995b) Origen de las piritas de la Cuenca de Cameros, (La Rioja). *Geogaceta*, **18**, 180-183.
- Álvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica, *Acta Geol. Hisp.*, **14**, 172-181.
- Amieux, P. (1982) La cathodoluminescence: methode d'étude sedimentologique des carbonates. *Bull. Centres Réch. Explor. Elf-Aquitaine*, **6**, 437-483.
- Amieux, P. (1987) Description pétrographie de foraminifères par combinaison d'images en lumière naturelle et en cathodoluminescence. *C. R. Acad. Sci. Paris* (2), **304**, 741-744.
- Anderson, T.F. y Arthur, A. (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. En: *Stable isotopes in sedimentary geology* (Eds. M.A. Arthur; T.F. Anderson; I.R. Kaplan; J. Veizer y L.S. Land). *SEPM Short Course*, **10**, 1.1-1.151.
- Andrews, L.M. y Railsback, L.B. (1997) Controls on stylolite development: Morphologic, lithologic, and temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolites from the U.S. Appalachians. *The Journal of Geology*, **105**, 59-73.
- Aránzazu, M. (1877) Apuntes para una descripción físico-geológica de las Provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **IV**. Madrid
- Arche, A. y López-Gómez, J. (1996) Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central eastern Spain. *Tectonophysics*, **266**, 443-464.
- Arenas, C., Alonso-Zarza, A.M. y Pardo, G. (1999) Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedimentary Geology*, **125**, 23-45.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1305-1320.
- Assens, J. (1971) Notas sobre el Jurásico de la zona de Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**, 637-646.
- Aurell, M. (1988) El Sistema Depositional kimmeridgiense (Malm) en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. Principales accidentes paleogeográficos. ). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Programa y resúmenes de comunicaciones*, 14-16.
- Aurell, M. (1990a) El Sistema Depositional Kimmeridgiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 247-267.
- Aurell, M. (1990b) El Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca. Tesis Doctoral, Dpto. Geol., Univ. Zaragoza., 509pp. Inédita.
- Aurell, M. (1991) Identification of systems tracts in low angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedimentary Geology*, **73**, 101-115.
- Aurell, M. y Bádenas, B. (1994) Factors controlling the sedimentary evolution of the Kimmeridgian ramp in the North Iberian Basin (NE Spain). *Estudios Geológicos*, **50**, 91-101.
- Aurell, M. y Meléndez, A. (1987) Las bioconstrucciones de corales y superficies asociadas durante el Malm en la Cordillera Ibérica Central (Provincia de Zaragoza). *Estudios Geológicos*, **43**, 261-269.
- Aurell, M. y Meléndez, A. (1993) Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in central Iberian Chain, northeast Spain. En: *Sequence stratigraphy and Facies Associations* (Ed. Possamentier et al.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **18**, 343-368.

- Aurell, M. y Nieva, S. (1988) Evolución sedimentaria de las unidades del Jurásico superior (Oxfordiense superior-Tithónico) de Ricla (Cordillera Ibérica septentrional Zaragoza). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. *Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)*, **11**, 283-298..
- Aurell, M.; Bádenas, B. y Ramajo, J. (1998) Facies distribution and sedimentary evolution of a late Jurassic carbonate ramp (Iberian Basin, Spain). *Abstracts 15<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Alicante, 1998*, 155-157.
- Aurell, M.; Bosence, D. y Waltham, D. (1995) Carbonate ramp depositional systems from a late Jurassic epeiric platform (Iberian Basin, Spain): a combined computer modelling and outcrop analysis. *Sedimentology*, **42**, 75-94.
- Aurell, M.; Mas, R.; Meléndez, A. y Salas, R. (1994) El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuad. Geol. Iber.*, **18**, 369-396.
- Aurell, M.; Meléndez, G.; Bádenas, B. y Ramajo, J. (1998) Sequence Stratigraphy of the Callovian-Tithonian (Middle-Upper Jurassic) of the Iberian basin (NE Spain). *Abstracts 5<sup>th</sup> Int. Symp. on Jurassic System, Vancouver, 1998*, 5-6.
- Aurell, M.; Meléndez, A. y Nieva, S. (1989) La Secuencia Depositional kimmeridgiense al este del Moncayo (Prov. Zaragoza). *XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao, 1989. Comunicaciones*, 137-140.
- Aurell, M.; Meléndez, A.; San Román, J.; Guimerá, J.; Roca, E.; Salas, R.; Alonso, A. y Mas, R. (1992) Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Actas I*, 50-54.
- Bádenas, B. (1997) Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la rampa carbonatada kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza): Implicaciones a escala de cuenca. Tesis de Licenciatura, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, 120pp. Inédita.
- Bádenas, B. (1999a) Depósitos de tormenta en una rampa carbonatada: implicaciones sobre el origen del fango carbonatado acumulado en su zona distal (Kimmeridgiense, Cuenca Ibérica). *Geogaceta*, **24**, 31-34.
- Bádenas, B. (1999b) La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del este de la Placa Ibérica. Tesis Doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, 256 pp. Inédita.
- Bádenas, B. (1999c) Factores de control en el desarrollo de las facies arrecifales y oncolíticas en la zona media de una rampa carbonatada (Kimmeridgiense, Cuenca Ibérica). *Geogaceta*, **25**, 23-26.
- Bádenas, B. y Aurell, M. (1997) El Kimmeridgiense del este de la Península Ibérica: distribución de facies y evolución sedimentaria. *Comunicaciones del IV Congreso de Jurásico de España, Alcañiz, 1997*, 37-39.
- Bádenas, B. y Aurell, M. (1998) Oolitic sand dunes and associated facies developed in a storm-dominated kimmeridgian carbonate ramp (Ricla, NE Spain). *Abstracts 15<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Alicante 1998*, 163-164.
- Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1992) El Miembro Ricla (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional): un ejemplo de transición de rampa proximal a distal. *Actas 1, III Congreso Geológico de España, Salamanca, 1992*, 55-59.
- Bádenas, B.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1993) Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Rev. Soc. Geol. España*, **6** (3-4), 57-75.
- Bádenas, B.; Aurell, M.; Pérez-Urresti, I. y Delvene, G. (1999) Estratigrafía y evolución sedimentaria del Oxfordiense superior-Titónico inferior en Ricla (Zaragoza). *Geogaceta*, **24**, 35-38.
- Barbin, V.; Ramseyer, K.; Decrouez, D. y Herb, R. (1989) Mise en évidence par la cathodoluminescence d'indices de remaniements synsédimentaires. *Geobios*, **22** (2), 253-259.
- Barbin, V.; Ramseyer, K.; Debenay, J.P.; Schein, E.; Roux, M. y Decrouez, D. (1991) Cathodoluminescence of Recent biogenic carbonates: an environmental and ontogenetic fingerprint. *Geological Magazine*, **128** (1), 19-26.

- Barnaby, R.J. y Rimstidt, J.D. (1988) Correlation of calcite cathodoluminescence with Redox conditions of carbonate cementation. En: *Analysis and interpretation of zoned calcite cements* (Ed. D. Emery y J.D. Marshall). *Proceedings B.S.R.G. Meeting*, 5-10.
- Barnes, M.A.; Barnes, W.C. y Bustin, R.M. (1990) Chemistry and diagenesis of organic matter in sediments and fossil fuels. En: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath y D.W. Morrow). *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 189-204.
- Barrenechea, J.F. (1994) Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagénesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja). Tesis Doctoral. Univ. Complut. Madrid, 297 pp. Inédita.
- Barrenechea, J.F.; Rodas, M. y Mas, J.R. (1995) Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, Spain. *Clay Minerals*, **30**, 89-103.
- Barrenechea, J.F.; Rodas, M.; Frey, M.; Alonso-Azcárate, J. y Mas, J.R. (en prensa) Chlorite, corrensite and chlorite-mica stacks in late Jurassic fluvio-lacustrine mudrocks of the Cameros Basin (NE Spain). *Clays and Clay minerals*.
- Bathurst, R.G.C. (1966) Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, **5**, 15-32.
- Bathurst, R.G.C. (1975) *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier. Amsterdam. 658 pp.
- Becquerel, E. (1859) Ann. de Chimie et de Physique, **3**, 57, 40 pp.
- Becquerel, E. (1867) La lumière, **I**, 354 pp.
- Benito, M.I.; Mas, J.R. y Alonso, A. (1998) Geometry of coral reef complexes of the late Jurassic Soria Seaway (N. Spain): An example of tectonically forced regression during a generalized sea level rise. *Abstracts 15<sup>th</sup> International Sedimentological Congress, Alicante 1998*, 185-187.
- Benito, M.I.; Lohmann, K.C. y Mas, J.R. (en prensa). Discrimination of multiple episodes of meteoric diagenesis in a kimmeridgian reefal complex, North Iberian Basin, Spain. *Journ. Sedim. Resea.*
- Benke, K.; Dürkoop, A.; Errenst, C. y Mensik, H. (1981) Die Korallenkalke im Ober-Jura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Facies*, **4**, 27-94.
- Berner, R.A. (1970) Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, **268**, 1-23.
- Beuther, A. (1966) Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beih. Geol. Jb.*, **44**, 108-121.
- Bjørlykke, K. y Aagaard, P. (1992) Clay minerals in North Sea sandstones. En: *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones* (Eds. W. Houseknecht; E.D. Pittman). *SEPM Special Publication*, **47**, 65-80.
- Bhattacharyya, D.P. (1983) Origin of berthierine in ironstones. *Clays and clay minerals*, **31**, 173-182.
- Bottinga, Y. y Craig, H. (1969) Oxygen isotope fractionation between CO<sub>2</sub> and water and the isotopic composition of marine atmospheric CO<sub>2</sub>. *Earth and planetary Science Letters*, **5**, 285-295.
- Brachter, T.C. (1991) Environmental control on fossilization of siliceous sponge assemblages: A proposal. En: *Fossil and recent sponges* (Eds. J. Reitner y H. Keupp). Springer-Verlag. Berlín. 543-553.
- Braithwaite, C.J.R. (1993) Cement sequence stratigraphy in carbonates. *Jour. Sedim. Petrol.*, **63** (2), 295-303.
- Brand, U. y Veizer, J. (1980) Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-I: Trace elements. *Jour. Sedim. Petrol.*, **50**, 1219-1236.
- Brenner, F. (1976) Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Paläontographica, Abt. A*, **152** (4-6), 113-201.
- Brenner, F. y Wiedmann, J. (1974) Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. *Actas I<sup>er</sup> Symp. Cret. Cord. Ibér (Cuenca, Sept., 1974)*, 125-134.
- Brunton, G. (1955) Vapour glycolation. *American Mineralogist*, **40**, 124-126.
- Buczinsky, C. y Chafetz, H.S. (1993) Habit of bacterially induced precipitates of CaCO<sub>3</sub>. En: *Carbonate microfabrics* (Eds. R. Rezak y D.L. Lavoie). Springer-Verlag. New York. 105-116.

- Bulard, P.F. (1966) Sur les faciès et l'extension du Jurassique supérieur au Sud de Saragosse (Espagne). *C.R. Acad. Sci.*, **263**, 220-223.
- Bulard, P.F. (1968) Nouvelles données sur les faciès de l'Oxfordien dans le Nord des Chaînes ibériques (Espagne). *Bull. Soc. géol. de France*, (7), **X**, 561-565.
- Bulard, P.F. (1970) Le Jurassique moyen et supérieur des Chaînes Ibériques près de Ciria et de Bijuesca (Provinces de Soria et de Saragosse). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toul.*, **106**, 88-98.
- Bulard, P.F. (1972) Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). These Doct. Fac. Sc. Univ. Nice, 2 vol., 702 pp.
- Bulard, P.F. (1974) Détritiques quartzeux et sédimentation carbonatée dans l'Oxfordien marin des confins méridionaux de la Sierra de Cameros (Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toul.*, **110**, 267-275.
- Bulard, P.F.; Canerot, J.; Gautier, F. y Villard, P. (1971) Le Jurassique de la Partie Orientale des Chaînes Iberiques. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**, 333-344.
- Bulard, P.F.; Salomon, J. y Thierry, J. (1973) Le substratum "Antéwealdien" dans la Sierra de Los Cameros (Espagne). *Essais de Paléogéologie. C. R. Acad. Sc. Paris, Série D*, **276**, 2493-2496.
- Bulard, P. F.; Gómez, J.J.; Thierry, J.; Tintant, H. y Viallard, P. (1974) La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaînes Ibériques. *C. R. Acad. Sc. Paris, Série D*, **278**, 2107-2110.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P. (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**, 3-57.
- Burollet, P.F.; Duval, B. y Magnier, Ph. (1958) Remarques sur le Jurassique au sud du Fossé de L'Ébre (Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toul.*, **93**, 121-128.
- Burton, E. y Walter, L. (1990) The role of pH in phosphate inhibition of calcite and aragonite precipitation rates in seawater. *Geochim. et Cosmochim Acta*, **54**, 797-808.
- Burley, S.D.; Mullis, J. y Matter, A. (1989) Timing diagenesis in the Tartan reservoir, (UK, North sea): constraints from combined cathodoluminescence and fluid inclusions studies. *Jour. Marine and Petrol. Geol.*, **6**, 98-120.
- Burrus, R.C.; Cercione, K.R. y Harris, P.M. (1983) Regional distribution of hydrocarbon fluid inclusions in carbonate fracture filling cements: Geohistory analysis and timing of oil migration, Oman foredeep. *Abstracts Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **67**, 434.
- Calvet, F. (1999) Principios básicos de la diagénesis de los carbonatos. En: *Dinámica de las interacciones entre agua y minerales en medios de baja temperatura (Meteorización, Diagénesis, Metasomatismo)*(Eds. I. Armenteros; J.A. Blanco; E. Merino). *Reunión Científica y Curso Extraordinario*. 28 de Septiembre-2 de Octubre de 199. Salamanca, 133-154.
- Calvet, F. y Travé, A. (1999) Geofluidos y fracturas. En: *Dinámica de las interacciones entre agua y minerales en medios de baja temperatura (Meteorización, Diagénesis, Metasomatismo)*(Eds. I. Armenteros; J.A. Blanco; E. Merino). *Reunión Científica y Curso Extraordinario*. 28 de Septiembre-2 de Octubre de 199. Salamanca, 209-218.
- Cámara, P. y Duránte, O. (1982) Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 279, Villoslada de Cameros. IGME.
- Camoin, G.F.; Gautret, P.; Montaggioni, L.F.; Cabioch, G. (1999) Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. *Sedimentary Geology*, **126**, 271-304.
- Capote, R. (1983) La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica. En: *Libro Jubilar José María Ríos*. Ministerio de Industria, Madrid, **II**, 17-25.
- Carpenter, A.B. y Oglesby, T.W. (1976) A model for the formation of luminescently zoned calcite cements and its implications. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs*, **8**, 469-470.
- Carpenter S.J., y Lohmann, K.C. (1995)  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of modern brachiopod shells. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **59**, 3749-3764.
- Casanova, J.; Bodéan, F.; Négrel, P. y Azaroual, M. (1999) Microbial control on the precipitation of modern ferrihydrite and carbonate deposits from the Cézallier hydrothermal springs (Massif Central, France). *Sedimentary Geology*, **126**, 125-145.

- Casas-Sainz, A.M. (1990) El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 382 pp. Inédita.
- Casas-Sainz, A.M. (1992) El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía, monográfico*, **4**. Instituto de Estudios Riojanos.
- Casas-Sainz, A.M. (1993) Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geod. Acta*, **6** (3), 202-216.
- Casas-Sainz, A.M. y Simón-Gómez, J.L. (1992) Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, **14** (5), 521-530.
- Casas-Sainz, A.M. y Gil-Imaz, A. (1994) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja): Discusión. *Rev. Soc. Geol. España*, **7**, 337-345.
- Casas-Sainz, A.M. y Gil-Imaz, A. (1998) Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin. Northern Spain. *Geol. Rudsch.*, **86**, 802-818.
- Casas-Sainz, A.M.; Cortés, A.; Gil, A.; Maestro, A.; Muñoz, A.; Pocoví, A.; Martínez, B.; Oliva, B.; Liesa, C.; Castillo, E.; Pueyo, E.; Millán, H.; Simón, J.L.; Arlegui, L.; Aurell, M.; Mata, M.P.; Tena, S. Y Román, T. (1995) Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). Guía de Campo. *VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España*. Univ. Zaragoza. España, 113 pp.
- Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; Alonso, A.; Mas, R.; Rodas, M.; García, E. Y Barrenechea, J.F. (1992) El metamorfismo de la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, **11**, 22-25.
- Chafetz, H.S. (1986) Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 812-817.
- Chafetz, H.S. y Folk, R.L. (1984) Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Jour. Sedim. Petrol.*, **54**, 289-316.
- Chafetz, H.S. y Buczynski, C. (1992) Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, **7**, 177-293.
- Chafetz, H.S. y Zhang, J. (1998) Authigenic euhedral megacryst crystals in a Quaternary dolomite. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 994-1000.
- Chang, L.L.Y.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1996) Rock-forming minerals. Volume 5b: Non-silicates: Sulphates, carbonates, phosphates and halides. 2<sup>nd</sup> edition. Longman. Harlow. 383 pp.
- Choquette, P.W. y Pray L.C. (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **54**, 207-250.
- Choquette, P.W. y James, N.P. (1990) Limestones-The burial diagenetic environment. En: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath y D.W. Morrow), *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 75-111.
- Chudeau (1896) Contribution à l'étude géologique de la Vieille-Castille. Thèse, Paris
- Clemente, P. (1988) Sedimentos fluviolacustres en la base de la megasecuencia Hauteriviense superior-Aptiense, borde meridional de la Cuenca de Cameros, Provincia de Soria. *Geogaceta*, **5**, 19-21.
- Clemente, P. (1989) Sistemas aluviales en el Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 1989, Comunicaciones*, 15-18.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1990) Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de los Cameros. *Estudios Geológicos*, **46**, 257-276.
- Clemente, P. y Pérez Arlucea, M. (1993) Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, north-central Spain. *Jour. Sedim. Petrol.*, **63**, nº 3, 437-452.
- Coleman, M.L. (1985) Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A 315**, 39-56.
- Coniglio, M., Sherlock, R., Williams-Jones, A.E., Middleton, K. y Frape, S.K. (1994) Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. En: *Dolomites. A volume in honour of Dolomieu* (Eds. B. Purser, M. Tucker y D. Zenger) *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **21**, 231-254.
- Conze, R.; Errenst, C. y Mensink, H. (1984) Die Ammoniten des Ober-Callovium bis Unter-

- Kimmeridgium in den Nordwestlichen Keltiberischen Ketten. *Palaeontographica*, A, **183** (4-6), 162-211.
- Cook, D.J.; Randazzo, A.F. y Sprinkle, C.L. (1985) Authigenic fluorite in dolomitic rocks of the Floridan aquifer. *Geology*, **13**, 390-391.
- Cope, J. (1984) Report of the terminal Jurassic stage working group. *1<sup>st</sup> Symposium on Jurassic Stratigraphy*. Earlangen. Abstracts, **1**, 111-117.
- Coveney, R.M. (1999) Genetic connections between ores, hydrocarbon deposits, black shales and migrating basinal brines. *A.A.P.G. Bulletin*, **83**, 1195-1196.
- Cowie, J.W. y Basset, M.G. (1989) Global Stratigraphic chart. *Episodes*, **12** (2), 79.
- Craig, H. (1965) The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. En: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures. *Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa*, 161-182.
- Crooks, W. (1880) Magnetic deflection of molecular trajectory- laws of magnetic rotation in high and low vacua- phosphorogenic properties of molecular discharge. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **170** (II), 641-662.
- Curtis, C.D. y Coleman, M.L. (1986) Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite y siderite concretions in complex depositional sequences. En: *Roles of organic matter in sediment diagenesis* (Ed. D.L. Gautier). *SPEM Special Publication*, **38**, 23-34.
- Deganello, S. (1981) The structure of Whewellite,  $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , at 328 K. *Acta Crystallographica*, **B37**, 826-829.
- Derreims, A. (1898) Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. Thèse, Univ. Paris, Ann. Hébert, 199 pp. Paris
- Díaz Martínez, E. (1988) El Cretácico inferior del sector de Jubera (Norte de la Sierra de los Cameros, la Rioja): Relación entre tectónica y sedimentación. *Comunicaciones II Congreso Geológico de España, Granada*, 1988, **I**, 67-70.
- Díaz-Molina, M.; Goy, A. y Yébenes, A. (1988) Sedimentos de isla barrera-lagoon del Jurásico medio-superior (Talveila, Soria). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. *Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)*, **11**, 197-216.
- Dickson, J.A.D. (1965) A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section. *Nature*, **205**, 587.
- Dickson, J.A.D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Jour. Sedim. Petrol.*, **36** (2), 491-505.
- Dickson, J.A.D. (1980) Artificial colouration of fluorite by electron bombardment. *Mineralogical Magazine*, **43**, 820-822.
- Dickson, J.A.D. (1983) Graphical modelling of crystal aggregates and its relevance to cement diagnosis. *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, **309**, 465-502.
- Dickson, J.A.D. y Coleman, M.L. (1980) Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, **27**, 107-118.
- Dorobek, S.L. (1987) Petrography, Geochemistry, and Origin of Burial Diagenetic Facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (Carbonate Rocks), Central Appalachians. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **71** (5), 492-514.
- Dragastán, O.; Mensink, H.; Mertmann, D. y Wilde, S. (1987) Küstennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Mader, Nord-Spanien. *N. Jb. Geol. Paläont.*, **175** (1), 377-398.
- Duck, R.W. (1995) Subaqueous shrinkage cracks and early sediment fabrics preserved in Pleistocene calcareous concretions. *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 151-156.
- Dunham, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. W.E. Ham). *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, **1**, 108-121.
- Dupraz, C. y Strasser, A. (1999) Microbialites and micro-encrusts in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, **40**, 101-130.
- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Willson, M.J., Fraser, A.R., y Duthie, D.M.L. (1993) Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, **28**, p. 325-352.
- Eisenlohr, B.N.; Tompkins, L.A.; Cathles, L.M.; Barley, M.E. y Groves, D.I. (1994) Mississippi Valley-type deposits: Products of brine expulsion by eustatically hydrocarbon generation? An



- example from northwestern Australia. *Geology*, **22**, 315-318.
- Ellenor, D.W. (1978) The hydrocarbon potencial of the Almazán Basin, Central Spain. *Informe interno de Shell-Camps para el permiso de investigación de la Cuenca De Almazán*. 7 pp.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Bank Island, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19**, 730-781.
- Emery, D. y Marshall, J.D. (1989) Zoned calcite cements: has analysis outpaced interpretation?. *Sedimentary Geology*, **65**, 205-210.
- Errenst, C. (1984) Der marine Malm in den nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). *Z. Dt. Geol. Ges.*, **135**, 45-55.
- Errenst, C. (1990) Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete (Fazies, paläogeographie und beschreibung der korallenfauna). Teil 1. *Palaeontographica, A*, **214** (3-6), 121-207.
- Errenst, C. (1991) Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete (Fazies, paläogeographie und beschreibung der korallenfauna). Teil 2. *Palaeontographica, A*, **215** (1-3), 1-42.
- Evamy, B.D. (1963) The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. *Sedimentology*, **2**, 164-170.
- Evamy, B.D. (1967) Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. *Jour. Sedim. Petrol.*, **37**, 1204-1215.
- Evamy, B.D. (1969) The precipitational environment and correlation of some calcite cements deduced from the artificial staining. *Jour. Sedim. Petrol.*, **39** (2), 787-821.
- Evans, J.E. (1999) Recognition and implications of Eocene tufas and travertines in the Chadron Formation, White River Group, Badlands of South Dakota. *Sedimentology*, **46**, 771-789.
- Ezquerro, J. (1841) Obervaciones geognósticas y mineras sobre la Sierra del Moncayo. *Anales de Minas* **II**, 71-93.
- Fairchild, I.J. (1983) Chemical controls of cathodoluminescence of natural dolomites and calcites: new data and review. *Sedimentology*, **27**, 631-650.
- Fairchild, I.; Hendry, G.; Quest, M. y Tucker, M. (1988) Chemical analysis of sedimentary rocks. En: *Techniques in Sedimentology* (Ed. M. Tucker). Blackwell Scientific Publications. 274-354.
- Faure, G. (1986) Principles of isotope geology. John Wiley & Sons. New York. 2ª edición. 589 pp.
- Faure, G. (1998) Principles and applications of Geochemistry. Prentice Hall. Upper Saddle River. 2ª Edición. 600 pp.
- Fernández-López, S. (1997) Ammonites, ciclos tafonómicos, y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Rev. Esp. Paleont.*, **12**, 151-174.
- Fezer, R. (1988) Die oberjurassische karbonatische Regressionsfazies im ssüdwestlichen Keltibrikum zwischen Griegos und Aras de Alpuente (Prov. Teruel, Cuenca, Valencia; Spanien). *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, **84**, 1-119.
- Flügel, E. (1979) Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of platform and reef carbonates from the alps. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **3**, 569-587.
- Flügel, E. (1982) Microfacies Analysis of Limestones, 633pp. Springer-Verlag. Berlín.
- Flügel, E. y Flügel-Kahler, E. (1992) Phanerozoic Reef Evolution: Basic Questions and Data Base. *Facies*, **26**, 167-278.
- Folk, R.L. (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. En: *Dolomitization and Limestone Diagenesis* (Eds. L.C. Pray y R.C. Murray). *SEPM Spec. Publ.*, **13**, 14-48.
- Folk, R.L. (1999) Nannobacteria and the precipitation of carbonate in unusual environments. *Sedimentary Geology*, **126**, 47-55.
- Frank, J.R. (1981) Dedolomitization in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri. *Jour. Sedim. Petrol.*, **51**, 7-18.
- Frank, J.R.; Carpenter, A.B. y Ogleby, T.W. (1982) Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk limestone (upper Cambrian), southeast Missouri. *Jour. Sedim. Petrol.*, **52**, 631-638.

- Friedman, G.M. (1959) Identification of carbonate minerals by staining methods. *Jour. Sedim. Petrol.*, **32**, 15-25.
- Friedman, G.M. (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Jour. Sedim. Petrol.*, **35**, 643-655.
- Friedman, I. y O'Neil, J.R. (1977) Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. En: *Data of Geochemistry Sixth Edition* (Ed. M. Fleischer). *Geological Survey professional paper 440-KK*. 85 pp.
- Friedmann, E.I.; Roth, W.C.; Turner, J.B. y McEwen, R.S. (1972) Calcium oxalate crystals in the aragonite-producing green alga *Penicillus* and related genera. *Science*, **177**, 891-892.
- Fritz, P. y Smith, D.G.W. (1970) The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 1161-1173.
- Fritz, S.J. y Toth, A.T. (1997) An Fe-berthierine from a cretaceous laterite: Part II. Estimation of Eh, pH and pCO<sub>2</sub> conditions of formation. *Clays and clay minerals*, **45**, 580-586.
- Fürsich, F.T. y Werner, W. (1991) Palaeoecology of coralline sponge-coral meadows from the Upper Jurassic of Portugal. *Paläontologische Zeitschrift*, **65**, 35-69.
- García Cuevas, C. (2000) Análisis de la deformación en la Cordillera Ibérica a partir del estudio del maclado de la calcita. Tesis Doctoral. Univ. Complut. Madrid, 250 pp. Inédita.
- García-Cuevas, C. y González-Casado, J.M. (1998) Medidas de deformación finita en la Cuenca de Cameros a partir de maclas de calcita en grietas de tensión. *Geogaceta*, **24**, 135-138.
- Garrels, R.M. y Christ, C.L. (1965) Solutions, minerals, and equilibria. Harper and Row. New York, 450pp.
- Geeslin, J.H. y Chafetz, H.S. (1992) Ordovician Aleman Ribbon cherts: An example of silicification prior to carbonate lithification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 1283-1293.
- Gil-Imaz, A. (1992) El dominio de esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo-Tierra de Ágreda). Tesis de Licenciatura. Univ. De Zaragoza, 79 pp. Inédita.
- Gil-Imaz, A. y Pocoví, A. (1990) Aplicación del método Rf/o al análisis de la deformación finita de los materiales "wealdenses" de Ágreda (Soria). *Geogaceta*, **9**, 27-30.
- Gil-Imaz, A. y Pocoví, A. (1994) La esquistosidad Alpina del extremo NW de la Cuenca Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo). *Rev. Soc. Geol. España*, **7** (1-2), 91-113.
- Gil-Imaz, A.; Alba Enatarriaga, J. y Pocoví, J. (1990) Algunos aspectos de la sedimentación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta*, **8**, 28-30.
- Giner, J. (1980) Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Dpto. Geología, Univ. Barcelona. Inédita.
- Giner, J. y Barnolas, A. (1979) Las construcciones arrecifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Geol.*, **10**, 73-82.
- Given, R.K. y Wilkinson, B.H. (1985) Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Jour. Sedim. Petrol.*, **55**, 109-119.
- Given, R.K. y Lohmann, K.C. (1985) Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**, 430-439.
- Glover, E.D. (1961) Method of solution of calcareous materials using the complexing agent, EDTA. *Jour. Sedim. Petrol.*, **31**, 622-626.
- Goebel, E.D. (1999) Relationships of MVT mineralizations, color-altered conodonts, fluid inclusions, "J"-Type lead, and migrating oil-field type basinal brines with unconformity-bounded stratigraphic sequences. *A.A.P.G. Bulletin*, **83**, 1197.
- Golberg, J.M.; Guiraud, M. Maluski, H. y Séguret, M. (1988) Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, **307**, 521-527.
- Goldstein, R.H. (1988) Paleosols of Late Pennsylvanian cyclic strata, New Mexico. *Sedimentology*, **35**, 777-803.

- Goldstein, R.H. (1991) Practical Aspects of Cement Stratigraphy with Illustrations from Pennsylvanian Limestone and Sandstone, New Mexico and Kansas. En: *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 123-132.
- Goldstein, R.H. y Reynolds, T.J. (1994) Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, **31**. SEPM. Tulsa. 199 pp.
- Gómez, J.J. (1978) El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Tesis Doct. Univ. Comp. Madrid, Publicada en *Seminarios de Estratigrafía*, **4** (1979).
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1979a) Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, **35**, 569-598.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1979 b) Evolución lateral de las unidades estratigráficas en facies carbonatadas de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol.*, **10**, 83-93.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (1997) El Jurásico de la Cordillera Ibérica: Estratigrafía Secuencial y Paleogeografía. *Comunicaciones IV Congreso del Jurásico de España, Alcañiz*, 1998, 15-17.
- Gómez Fernández, J.C. (1992) Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 343 pp.. Inédita.
- Gómez Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1994) Estratigrafía de la "Cuenca de Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, **7** (1-2), 121-139.
- Gómez de Llarena, J. (1917) La estratigrafía del Moncayo. *Bol. Real. Soc. Hist. Nat.* **XVII**, 568-572.
- Goy, A.; Gómez, J.J. y Yébenes, A. (1976) El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, **32**, 391-423.
- Graustein, W.C.; Cromack, K., Jr. y Sollins, P. (1977) Calcium oxalate: Occurrence in soils and effect on nutrient and geochemical cycles. *Science*, **198**, 1252-1254.
- Grover, G.A. y Read, J.F. (1983) Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescence patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **67**, 1275-1303.
- Guimerá, J.; Alonso, A. y Mas, R. (1995) Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). En: *Basin Inversion* (Eds. J.G. Buchanan y P.G. Buchanan). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **88**, 433-453.
- Guimerá, J. y Álvaro, M. (1990) Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **6** (2), 339-348.
- Guiraud, M. (1983) Evolution tectono-sédimentaire du bassin Wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (NW Espagne). Tesis Doctoral. Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, 183 pp. Inédita.
- Guiraud, M. y Séguret, M. (1985) A releasing solitary overstep model for the late Jurassic-early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (northern Spain). *SEPM, Spec. Public.*, **37**, 159-175.
- Hallam, A. (1975) Jurassic environments. Cambridge University Press. Cambridge. 197 pp.
- Hallam, A. (1985) A review of Mesozoic climates. *Jour. Geol. Soc. London*, **142**, 433-445.
- Hallam, A. (1993) Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record. *Phil. Trans. R. Soc. London B*, **341**, 287-296.
- Hallam, A.; Grose, J.A. y Ruffell, A.H. (1991) Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **81**, 173-187.
- Hanor, J.S. (1988) Origin and migration of subsurface sedimentary brines. *SEPM. Short Courses*, **21**, 284 pp.
- Hanor, J.S. (1994) Physical and chemical controls on the composition of waters in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, **11**, 31-45.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En: *Sea-level changes – an integrated approach* (Eds. C.K. Wilgus; B.S. Hastings; C.G. St.C. Kendall; H.W. Posamentier;

- C.A. Ross y J.C. van Wagoner). *SEPM Special Publication*, **42**, 71-108.
- Harland, W.B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Craig, L.E.; Smith, A.G. y Smith, D.G. (1990) A geologic time scale 1989. Cambridge University Press. 263 pp.
- Harwood, G. (1983) The application of cathodoluminescence in relative dating of barite mineralization in the Lower Magnesian limestone (upper Permian), United Kingdom. *Economic Geology*, **78**, 1022-1027.
- Harwood, G. (1988) Microscopical techniques: II. Principles of sedimentary petrography. En: *Techniques in Sedimentology* (Ed. M. Tucker). Blackwell Scientific Publications. Oxford. 108-173.
- Hatfield, C.B. (1975) Replacements of fossils by lenth-slow chalcedony and associated dolomitization: Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**, 951-952.
- Hemming, N.G., Meyers, W.J. y Grams, J.C. (1989). Cathodoluminescence in diagenetic calcites: The roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *J. Sediment. Petrol.*, **59**, 404-411.
- Hendry, J.P.; Taberner, C.; Marshall, J.D.; Pierre, C. y Carey, P.F. (1999) Coral reef diagenesis records pore-fluid evolution and paleohydrology of a siliciclastic basin margin sucesion (Eocene South Pyrenean foreland basin, northeastern Spain). *Geol. Soc. Am. Bulletin*, **111**, 395-411.
- Hesse, R. (1987) Selective and reversible carbonate-silica replacements in Lower Cretaceous carbonate bearing turbidites of the Eastern Alps. *Sedimentology*, **34**, 1055-1077.
- Hesse, R. (1990a) Origin of Chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediments. En: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath y D.W. Morrow). *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 227-251.
- Hesse, R. (1990b) Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts. En: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath y D.W. Morrow). *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 253-275.
- Hoefs, J. (1969) Natural calcium oxalate with heavy carbon. *Nature*, **223**, 396.
- Hoefs, J. (1997) Stable isotope Geochemistry. 4ª Edición. Springer. Berlín. 201 pp.
- Hollis, C. y Walkden, G. (1996) The use of burial diagenetic calcite cements to determine the controls upon hydrocarbon emplacement and mineralization on a carbonate platform, Derbyshire, England. En: *Recent Advances in Lower Carboniferous geology* (Eds. P. Strogon; I.D. Sommerville y G. Ll Jones). *Geological Society. Special Publication*, **107**, 35-49.
- Hudson, J.D. (1977) Stable isotopes and limestone lithification. *Jour. Geol. Soc. London*, **133**, 637-660.
- IGME (1970) Investigación de plomo-cinc en la reserva de Loma Charra (Soria). Ministerio de Industria, 103 pp.
- INI (1979) Estudio de los permisos de investigación "Bien Aparecida" "Sarracena" y "Agarena". Inédito. 56 pp.
- Insalaco, E. (1996a) Upper Jurassic microsolenid biostromes of norther and central Europe: facies and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121**, 169-194.
- Insalaco, E. (1996b) The use of Late Jurassic coral growth bands as palaeoenvironmental indicators. *Palaeontology*, **39** (2), 413-431.
- Insalaco, E. (1998) The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. *Sedimentary Geology*, **118**, 159-186.
- Insalaco, E.; Hallam, A. y Rosen, B. (1997) Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. *Sedimentology*, **44**, 707-734.
- Jacka, A.D. (1974) Replacement of fossils by lenth-slow chalcedony and associated dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 421-427.
- Jackson, M.L. (1969) Soil Chemical Analysis-Advanced Course. 2ª Edición. Madison, Wis., 895 pp.
- James, N.P. (1974) Diagenesis of scleractinian corals in the subaerial vadose environment. *Jour. Paleontol.*, **48**, 785-799.
- James, N.P. (1979) Shallowing upward sequences in carbonates. En: *Facies models* (Ed. R.G. Walker). *Geoscience Canada. Reprint series*, **1**, 109-119.
- James, N.P. (1979) Reefs. En: *Facies models* (Ed. R.G. Walker). *Geoscience Canada. Reprint series*, **1**, 121-133.

- James, N.P. y Klappa, C.F. (1983) Petrogenesis of early Cambrian reef limestones, Labrador, Canada. *Jour. Sedim. Petrol.*, **53**, 1051-1096.
- James, N.P. y Bourque, P.A. (1992) Reefs and Mounds. En: *Facies Models. Response to sea level changes* (Eds. R.G. Walker y N.P. James). *Geological association of Canada*, 323-347.
- James, N.P. y Choquette, P.W. (1990a) Limestones- The meteoric diagenetic environment. En: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath y D.W. Morrow). *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 35-73.
- James, N.P. y Choquette, P.W. (1990b) Limestones- The sea-floor diagenetic environment. En: *Diagenesis* (Eds. I.A. McIlreath y D.W. Morrow). *Geoscience Canada, Reprint Series*, **4**, 13-34.
- Johnson, H.D. y Baldwin, C.T. (1996) Shallow clastic seas. En: *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. H.G. Reading). *Blackwell Science*, 232-280.
- Joly, H. (1922a) Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la chaîne celtibérique (Espagne). *C. R. Acad. Scic. Paris*, **174**, 976-978.
- Joly, H. (1922b) Sur la présence d'écailles ou de lambeaux de charriage dans la chaîne Celtibérique, provinces de Saragosse, Logroño et Soria (Espagne). *C. R. Acad. Scic. Paris*, **175**, 1185-1187.
- Joly, H. (1923a) Observations stratigraphiques sur l'Oxfordien et le Lusitanien en certains points de la Chaîne Celtibérique. *C. R. Acad. Scic. Paris*, **176**, 518-520.
- Joly, H. (1923b) Sur le constitution du Jurassique a Torrelapaja et Berdejo (Chaîne Celtibérique). Provinces de Saragosse et de Soria (Espagne). *C. R. Acad. Scic. Paris*, **176**, 700-702.
- Joly, H. (1927) Études géologiques sur la Chaîne Celtibérique (Provinces de Tétel, Saragosse, Soria, Logroño, Espagne). *C. R. Congrès Géologique International, XIV<sup>a</sup> session*, 1926, Spagne, 523-584.
- Kaufman, J.; Cander, H.S.; Daniels, L.D. y Meyers, W.J. (1988) Calcite cement stratigraphy and cementation history of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri. *Jour. Sedim. Petrol.*, **58**, 312-326.
- Keller, W.D. (1970) Environmental aspects of clay minerals. *Jour. Sedim. Petrol.*, **40**, 788-813.
- Kiessling, W.; Flügel, E. y Golonka, J. (1999) Paleoreef Maps: Evaluation of a Comprehensive Database on Phanerozoic Reefs. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **83** (10), 1552-1587.
- Knauth, L.P. (1979) A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, **7**, 274-277.
- Kneuper-Haack, F. (1966) Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beih. Geol. Jb.*, **44**, 165-209.
- Kopp, O.C. (1991) Studies of Ore Deposits and Trace Elements in Minerals. En: *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications*. (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 117-122.
- Kretz, R. (1982) A model for the distribution of trace elements between calcite and dolomite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 1979-1981.
- Land, L.S. (1976) Early dissolution of sponge spicules from reef sediments, North Jamaica. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**, 967-969.
- Land, L.S. y Prezbindowski, D.R. (1981) The origin and evolution of saline formation water, Lower Cretaceous carbonates, south-central Texas. *Journal of Hydrology*, **54**, 51-74.
- Lazarret, M. (1896) Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. Thèse, Fac. Sc. Paris Lille, 310pp.
- Lee, Y.I. y Friedman, G.M. (1987) Deep-burial dolomitization in the Ordovician Ellenburger Group carbonates, west Texas and southeastern New Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, **57**, 544-557.
- Le Vot, M.; Biseau, J.J. y Masset, J.M. (1996) The Auitaine basin: oil and gas producing in the foreland of the Pyrenean fold-and-thrust belt. New exploration perspectives. En: *Peri-Tethys Mem. 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands* (Eds. P.A. Ziegler y F. Horváth. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, **170**, 159-171.
- Leinfelder, R.R. (1992) A modern-type Kimmeridgian reef (Ota Limestone, Portugal): Implications for Jurassic Reef Models. *Facies*, **26**, 11-34.
- Leinfelder, R.R. (1993) Upper Jurassic reef types and controlling factors. A preliminary report. *Profil*, **5**, 1-45.

- Leinfelder, R.R. (1994) Distribution of Jurassic reef types: A mirror of structural and environmental changes during breakup of Pangea. En: *Pangea: Global environments and resources* (Eds. B. Beauchamp; A.F. Embry y D. Glass). *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, **17**, 677-700.
- Leinfelder, R.R.; Nose, M.; Schmid, D.U. y Werner, W. (1993a) Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, **29**, 195-230.
- Leinfelder, R.R.; Krautter, M.; Nose, M.; Ramalho, M.M. y Werner, W. (1993b) Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **189**, 199-254.
- Leinfelder, R.R.; Kreutter, M.; Laternser, Nose, M.; Schmid, D.U.; Schweigert, G.; Werner, W.; Keupp, H.; Brugger, H.; Herrman, R.; Rehfeld-Kiefer, U.; Schroeder, J.H.; Reinhold, C.; Koch, R.; Zeiss, A.; Schweizer, V.; Christmann, H.; Menges, G. y Luterbacher, H. (1994) The origin of Jurassic reefs: Current researchs developments and results. *Facies*, **31**, 1-56.
- Lighty, R.G. (1985) Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of sumerged early Holocene barrier reef, southeast Florida shelf. En: *Carbonate cements* (Eds. N. Schneidermann y P.M. Harris). *SEPM, Special Publication*, **36**, 123-151.
- Leinfelder, R.R.; Werner, W.; Nose, M.; Schmid, D.U.; Krautter, M.; Laternser, R.; Takacs, M. y Hartman, D. (1996) Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. En: *Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution. Research Reports* (Eds. J. Reitner; F. Neuweiler y F. Gunkel). *Göttinger Arb. Geol. Paläon.* **Sb 2**, 227-248.
- Lindholm, R.C. (1974). Fabric and chemistry of pore filling calcite in septarian veins: models for limestone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, , 428-440.
- Lindholm, R.C. y Finkelman, R.B. (1972) Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Jour. Sedim. Petrol.*, **42**, 239-245.
- Loeblich, A.R., Jr. y Taplan, H. (1988) Foraminiferal genera and their classification. Tomos I y II. *Van nostrand reinhold company*, New York 970 pp.
- Lohmann, K.C. (1982) Inverte J carbon and oxygen isotopic trends- criteria for shallow meteoric phreatic diagenesis. *Abstract with Programs. Annual Meeting Geol. Soc. Amer.*, 548.
- Lohmann, K.C. (1987) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. En: *Paleokarst* (Eds. N.P. James y P.W. Choquette). Springer-Verlag. New York. 58-80.
- Lohmann, K.C. y Meyers, W.J. (1977) Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: A proposed criterion for former high magnesium calcites. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**, 1078-1088.
- Long, J.V.P. y Agrell, S.O. (1965) The cathodoluminescence of minerals in thin section. *Mineralogical Magazine*, **34**, 318-326.
- Longman, M.W. (1980) Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, **63**, 461-487.
- López-Gómez, J.; Mas, R. y Arche, A. (1993) The evolution of the Middle Triassic (Muschelkalk) carbonate ramp in the SE Iberian Ranges, East of Spain: Sequence Stratigraphy, Dolomitization Prosesses and Dynamic Controls. *Sedimentary Geology*, **87** 165-193.
- Lotze, F. (1929) Stratigraphie un tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gött.*, **XIV**, **2**, 142-462.
- McCarthy, P.J.; Faccini, U.F. y Plint, A.G. (1999) Evolution of an ancient coastal plain: palaeosols, interfluves and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomanian Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada, *Sedimentology*, **46**, 861-891.
- Machel, H.G. (1985) Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada* **12**, 139-147.
- Machel, H.G. (1987) Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, **15**, 936-940.
- Machel, H.G. y Burton, E. (1991) Factors Governing Cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and their Implications for Studies of Carbonate Diagenesis. En: *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 37-58.

- Machel, H.G. y Montjoy, E.W. (1987) General constraints on extensive pervasive dolomitization and their application to Devonian carbonates of western Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **35**, 143-158.
- Machel, H.G.; Mason, R.A.; Mariano, A.N. y Mucci, A. (1991) Causes and Measurements of Luminescence in Calcite and Dolomite. En: *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 9-25.
- Macintyre, L.G. (1985) Submarine cements: the peloidal question. En: *Carbonate cements* (Eds. N. Schneidermann y P.M. Harris). *SEPM Special Publication*, **36**, 109-116.
- Mckay, J.L. y Longstaffe, F.J. (1997) Diagenesis of the lower Cretaceous Clearwater Formation, Primrose area, northeastern Alberta. En: *Petroleum Geology of the Cretaceous Mannville Group, western Canada* (eds. S.G. Pemberton y D.P. James). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **18**, 392-412.
- Major, R.P.; Halley, R.B. y Lukas, K.J. (1988) Cathodoluminescent bimineralic ooids from the Pleistocene of the Florida continental shelf. *Sedimentology*, **35**, 843-855.
- Maliva, R.G. y Dickson, J.A.D. (1992) The mechanism of skeletal aragonite neomorphism: evidence from neomorphosed mollusks from the upper Purbeck Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), southern England. *Sedimentary Geology*, **76**, 221-232.
- Maliva, R.G. (1998) Skeletal aragonite neomorphism- quantitative modelling of a two-water diagenetic system. *Sedimentary Geology*, **121**, 179-190.
- Mallada, L. (1884) Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España.- Sistema Jurásico. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **XI**, 209-358. Madrid
- Mallada, L. (1885) Índice alfabético de los géneros y especies de los sistemas triásico y jurásico que se reseñan en el Tomo II de la sinopsis paleontológica de España. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **XII**, 631-640. Madrid
- Mallada, L. (1887) Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España.- Sistema Cretáceo inferior. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **XIV**, 4-172. Madrid
- Mallada, L. (1904) Sistemas Infracretáceo y Cretáceo. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, **V**, 63-73; 210-268. Madrid
- Mantilla-Figueroa, L.C. (1999) El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, geoquímica, geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca. Tesis Doctoral. Univ. Complut. Madrid. 361 pp. Inédita.
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Casquet, C. y Mas, J.R. (1998) Los paleofluidos en el Grupo Oncala, Cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de oxígeno y SEM. *Geogaceta*, **24**, 145-148.
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Casquet, C. y Mas, J.R. (1999) Comparación entre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros y el de la Cuenca aurífera de Witwatersrand (Sudáfrica). Implicaciones metalogénicas. *Geogaceta*, **25**, 131-134.
- Marfunin, A.S. (1979) Spectroscopy, Luminescence and Radiation Centers in Minerals: Translated from the Russian by V.V. Schiffer. Springer-Verlag. Berlin, 352 pp.
- Marshall, J.F. (1983) Submarine cementation in a high-energy platform reef: One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 1133-1149.
- Marshall, J.D. (1988) Cathodoluminescence of Geological Materials. Unwin Hyman Ltd. London. 138 pp.
- Marshall J.D. (1992) Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, **129**(2), 143-160.
- Martin, G.D.; Wilkinson, B.H. y Lohmann, K.C. (1986) The role of skeletal porosity in aragonite neomorphism- Strombus and Montastrea from the Pleistocene Key Largo limestone, Florida. *Jour. Sed. Petrol.*, **56**, 194-203.
- Martín-Closas, C. (1989) Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 581pp. Inédita.
- Martín-Closas, C. y Alonso Millán, A. (1998) Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la



- Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, **11** (3-4), 253-269.
- Martín Donayre, F. (1873) Bosquejo de una descripción física y geológica de la Provincia de Zaragoza. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*. Madrid.
- Martín Vivaldi, J.L. y Rodríguez Gallego, M. (1961) Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffracton photographs. Part I. Chlorite-kaolinite mixtures. Part II. Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite. *Clay Miner. Bull.*, **4**, 288-292.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1988a) Procesos sedimentarios y ambientes diagenéticos de los arrecifes del Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Septentrional. *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Programa y resúmenes de comunicaciones*, 69-72.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1988b) El complejo arrecifal progradante de Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)*, **11**, 315-329.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1989) Cement sequences in the upper Jurassic reefs of Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja, N. Spain). *XII Congreso Español de Sedimentología. Bilbao, 1989. Comunicaciones*, 249-252.
- Mas, R. y Alonso, A. (1991) Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. Controles tectónico y eustático. *III Coloquio del Cretácico de España. Morella*, 47.
- Mas, J.R. y Rodríguez, S. (1990) Cathodoluminescence as a tool in fosildiagenetic analyses of late Paleozoic corals. *Reun. Tafonomía y Fosilización*. Madrid. p. 211-219
- Mas, J.R.; Alonso, A. y Benito, M.I. (1997) Depositional and diagenetic evolution of late Jurassic coral reefs in Northern Iberian Ranges (North Sapin). *Bol. Real Soc. Hist. Nat. (Secc. Geol.)*, **92** (1-4), 143-160.
- Mas, J.R.; Alonso, A.; García, A.; Arias, C.; Vilas, L.; Meléndez, N. Y Rincón, R. (1982) Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidental de la Chaîne Ibérique (Espagne). 9 *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Soc. Géol. de France, Paris*, 417.
- Mas, J.R.; Alonso, A. y Guimerá, J. (1993) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **6** (3-4), 129-144.
- Mas, R.; Guimerá, J. y Alonso, A. (1997) Evolution of a mesozoic intraplate extensional basin: The Cameros Basin (North Sapin). *PeriTethian Rift Basins*, 33-36.
- Mason, R.A. y Mariano, A.N. (1990) Cathodoluminescence activation in manganese-bearing and rare earth-bearing synthetic calcites. *Chemical Geology*, **88**, 191-206.
- Mata, M.P. (1997) Caracterización y evolución mineralógica de la Cuenca mesozoica de Cameros (Soria-La Rioja). Tesis Doctoral. Univ. De Zaragoza, 349 pp. Inédita.
- Mauthe, F. (1975) Paläokarst im Jura der Iberischen Ketten (Prov. Soria, Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **150**-3, 354-372
- Mazzullo, S.J. (1986) MVT sulfide mineralization, carbonate diagenesis, and possible relations to hydrodinamic evolution of Delaware Basin, Texas. *A.A.P.G., Bulletin*, **70**, 617-618.
- Mclimans, R.K. (1991) Studies of Reservoir Diagenesis, Burial History, and Petroleum Migration Using Luminescence Microscopy. En: *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 97-106.
- Medlin, W.L. (1959) Thermoluminescent properties of calcite. *Jour. Chem. Phys.*, **10**, 451-458.
- Medwedeff, D.A. y Wilkinson, B.H. (1983) Cortical fabrics in calcite and aragonite ooids. En: *Coated grains* (Ed. T.M. Peryt). Springer-Verlag. Berlín. 109-115.
- Mensink, H., (1966) Stratigraphie und Paläogeographic des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, **44**, 55-102.
- Mensink, H. y Schudack, M. (1982) Caliche, bodenbildungen und die palaogeographische Entwicklung an der wende mariner Jura/wealden

- in der westlinchen Sierra de los Cameros (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **163**, 49-80.
- Mensink, H.; Mertmann, D. Y Wilde, S. (1990) Cyclic lagoonal sedimentation of the Oxfordian/Kimmeridgian within the Sierra del Madero, Northwestern Iberian Range, Soria province. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 215-224.
- Meyers, W. J. (1974): Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian). Sacramento Mountains, New Mexico. *J. sediment. Petrol.*, **44**, 837-861.
- Meyers, W.J. (1977) Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. *Sedimentology*, **24**, 75-105.
- Meyers, W. J. (1978) Carbonate cements: the regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology*, **25**, 371-399.
- Meyers, W.J. (1989) Trace element and isotope geochemistry of zoned calcite cements, Lake Valley Formation (Mississippian, New Mexico): insights from water-rock interaction modelling. *Sedimentary Geology*, **65**, 355-370.
- Meyers, W.J. (1991) Calcite Cement Stratigraphy: An Overview. En: *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp. *SEPM Short Course*, **25**, 133-148.
- Meyers, W.J. y Lohmann, K.C. (1985) Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components. En: *Carbonate cements* (Eds. N. Schneidermann y P.M. Harris). *SEPM Spec. Publ.*, **36**, 223-239.
- Miegebielle, V; Hervouet, Y. y Xavier, J.P. (1991) Individualisation jurassique du Bassin Wealdien de Soria. Chaîne Ibérique nord-occidentale. Espagne. *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, **15**, 1, 69-82.
- Miegebielle, V; Hervouet, Y. y Xavier, J.P. (1993) Analyse structurale de la partie méridionale du bassin du Soria (Espagne). *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, **17**, 1, 19-37.
- Miller, J. (1988) Cathodoluminescence microscopy. En *Techniques in Sedimentology* (Ed. M. Tucker). *Blackwell Scientific Publications*, 174-190.
- Moore, C.H. (1985) Upper Jurassic subsurface cements: A case history. En: *Carbonate cements* (Eds. N. Schneidermann y P.M. Harris). *SEPM Special Publication*, **36**, 291-308.
- Moore, C.H.; Chowdhury, A. y Chang, L. (1988) Upper Jurassic Smackover platform dolomitization, northwestern Gulf of Mexico. En: *Sedimentology and geochemistry of dolostone* (Eds. V. Shukla y P.A. Baker). *SEPM Special Publication*, **43**, 175-189.
- Moore, G.T.; Hayashida, D.N.; Ross, C.A. y Jacobson, S.R. (1992) Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**, 113-150.
- Morad, S.; Al-Aasm, I.S.; Longstaffe, F.J.; Marfil, R.; De Ros, L.F.; Johansen, H. y Marzo, M. (1995) Diagenesis of a mixed siliciclastic-evaporitic sequence of the Middle Muschelkalk (Middle Triassic), the Catalan Coastal Range. *Sedimentology*, **42**, 749-768.
- Moritz, R.; Sharp, Z.; Fontignie, D.; Fontbote, L; Spangenberg, J. y Rosas, S. (1996) Sr, C and O isotope systematics in the Pucará Basin, central Peru. *Mineral. Deposita*, **31**, 147-162.
- Mountjoy, E.W. y Halim-Dihardja, M.K. (1991) Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, upper Devonian Wabamun Group, Alberta. *J. Sediment. Petrol.*, **61**, 590-612.
- Muchez, P.; Nielsen, P.; Sintubin, M. y Lagrou, D. (1998) Conditions of meteoric calcite formation along a Variscan fault and their possible relation to climatic evolution during the Jurassic-Cretaceous. *Sedimentology*, **45**, 845-854.
- Muñoz, A. (1993) Análisis del Pérmico y Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 366 pp. Inédita
- Namy, J.N. (1974) Early diagenetic chert in the Marble Falls Group (Pennsylvanian) of Central Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 1262-1268.
- Navarro Vázquez, D.; Gabaldón López, V. y Martín Serrano, A. (1991a). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 350, Soria. ITGE.
- Navarro Vázquez, D.; Gabaldón López, V. y Martín Serrano, A. (1991b). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 380, Borobia. ITGE.

- Navás, L. (1925) El Moncayo y los valles aragoneses. Lo que fueron, lo que son y lo que podrían ser. *Academia de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales*, 66-90.
- Navás, L. (1931) El Moncayo. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas Físico-químicas y Naturales*, **XV**, 49-90.
- Nickel, E. (1978) The present status of cathode luminescence as a tool in sedimentology. *Minerals Sci. Engng.*, **10** (2), 73-100.
- Nieva, S. (1986) El Jurásico superior en el sector de Ricla-Tarazona. Sedimentología y Paleogeografía. Tesis de Licenciatura. Dpto. Geología, Univ. De Zaragoza, 111pp. Inédita.
- Nieva, S.; Aurell, M. y Meléndez, A. (1986-1987) El Jurásico Superior en el sector central de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica. Sedimentología y Paleogeografía. *Acta Geol. Hisp.*, **21-22**, 373-380.
- Normatti, M. y Salomon, J. (1989) Reconstruction of a Berriasian lacustrine paleoenvironment in the Cameros basin (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**, 215-223.
- Nose, M. (1995) Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura. *Profil*, **8**, 1.237.
- Ohle, E.L. (1959) Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley-Type. Part I. *Economic Geology*, **54**, 769-789.
- Olagüe, I. (1935) Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja I. La Sierra de Peña Isasa. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XXXV**, 25-38.
- Olagüe, I. (1936) Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja II. Las sierras de Cameros. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XXXVI**, 101-123.
- O'Neil, J.R.; Clayton, R.N. y Mayeda, T.K. (1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Jour. Chem. Phys.*, **51**, 5547-5558.
- Palacios, P. (1890) Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, **16**. Madrid.
- Palacios, P. (1892) Reseña geológica de la región meridional de la Provincia de Zaragoza. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **XIX**, 1-114. Madrid
- Palacios, P. (1917) Nota acerca de la constitución estratigráfica del Moncayo. *Bol. Inst. Geol. Esp.*, **XXXVIII**, 3-14.
- Palacios, P. y Sánchez, R. (1885) La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **XII**, 109-143. Madrid
- Pérez Lorente, F. (1990) La deformación alpina entre el Moncayo y el río Iruela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza). *Bol. Geol. y Minero*, **101**, 536-559.
- Pierson, B.J. (1981) The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. *Sedimentology*, **28**, 601-610.
- Pingitore, N.R. (1976) Vadose and phreatic diagenesis: processes, products and their recognition in corals. *Jour. Sed. Petrol.*, **46**, 985-1006.
- Plata, A. (1994) Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas. Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Madrid. 140pp.
- Platt, N.H. (1989a) Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: The Purbeck of the West Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**, 187-197.
- Platt, N.H. (1989b) Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the Western Cameros Basin (Northern Spain). *Sedimentary Geology*, **64**, 91-109.
- Platt, N.H. (1990) Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros Basin, Northern Spain, *Jour. Geol. Soc. London*, **147**, 165-175.
- Platt, N.H. (1995) Sedimentation and tectonics of a synrift succession: Upper Jurassic alluvial fans and palaeokarst at the late Cimmerian unconformity, western Cameros Basin, Northern Spain. En: *Sedimentary facies analysis* (Ed. G. Plint), *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **22**, 219-236.
- Plummer, L.N. y Mackenzie, F.R. (1974) Predicting mineral solubility from rate data: Application to magnesian Calcites. *American Journal of Sciences*, **274**, 61-83.
- Pomar, L.; Fornos, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1985) Reef and shallow carbonate facies of the Upper

- Miocene of Mallorca. En: *16<sup>th</sup> European Regional Meeting. Excursion Guidebook*. (Eds. M.D. Milá y J. Rosell). IAS y Universidad Autónoma de Barcelona, 495-518.
- Possamentier, H.W.; Allen, H.W.; James, D.P. y Tesson, M.. (1992) Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, **76**, 1687-1709.
- Price, G.D. y Sellwood, B.W. (1994) Paleotemperatures indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 1-10.
- Price, G.D.; Sellwood, B.W. y Valdes, P.J. (1995) Sedimentological evaluation of general circulation model simulations for the "greenhouse" Earth: Cretaceous and Jurassic case studies. *Sedimentary Geology*, **100**, 159-180.
- Quing, H. y Montjouy, E.W. (1994) Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île barrier. Western Canada Sedimentary Basin. *Bulletin Am. Ass. Petrol. Geol.*, **78**, 55-77.
- Radke, B.M. y Mathis, R.L. (1980) On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Jour. Sedi. Petrol.*, **50**, 1149-1168.
- Raiswell, R. (1971) The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, **17**, 147-171.
- Ramírez Merino, J.I.; Olivé Davó, A.; Álvaro López; Hernández Samaniego; A. y Martín Serrano, A. (1990). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 241, Anguiano. ITGE.
- Reeder, R.J. (1991) An Overview of Zoning in Carbonate Minerals. En: *Luminiscence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 77-82.
- Reeder, R.J. y Paquette, J. (1989) Sector zoning in natural and synthetic calcites. *Sedimentary Geology*, **65**, 239-247.
- Reitner, J. (1986) A comparative study on the diagenesis in diapir-influenced reef atolls and a fault clock reef platform in the Late Albian of the Vasco-Cantabrian Basin (North Spain). En: *Reef diagenesis* (Eds. J.H. Schroeder y B.H. Purser). *Springer-Verlag*. Berlin, 186-209.
- Rey de la Rosa, J. (1973) Trabajo de Investigación de Pb-Zn en la reserva de "Loma Charra" en la provincia de Soria. *Bol. Geol. Min.*, **84**, 32-43.
- Rezaee, M.R.; Lemon, N.M. y Seggie, R.J. (1997) Tectonic fingerprints in siderite cement, Tirrawarra Sandstone, southern Cooper Basin, Australia. *Geological Magazine*, **134**, 99-112.
- Richter, G. (1930) Las cadenas Celtibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, **9**, 62-142.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933) Die entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Gött.*, **III**, **7**, 1068-1183.
- Richter, D.K. y Zinkernagel, U. (1981) An Overview of Zoning in Carbonate Minerals. In: *Luminiscence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Eds. Ch.E. Barker y O.C. Kopp). *SEPM Short Course*, **25**, 77-82.
- Roca, E. Y Guimerá, J. (1992) The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean) En: *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean* (Eds. E. Banda y P. Santanach). *Tectonophysics*, **203**, 203-218.
- Roca, E.; Guimerá, J. y Salas, R. (1994) Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, **131** (2), 155-168.
- Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. 266-315.
- Rosendhal, S. (1985) Die oberjurassische Korallenfazies von Algarve (Südportugal). *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart*, **82**, 1-125.
- Rosenberg, P.E. y Foit, F.F. (1979) The stability of transition metal dolomites in carbonate systems, a discussion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 951-955.
- Sáenz, C. (1932) Notas para el estudio de la facies Wealdica española. *Aocs. Esp. Prog. Ciencias*, 59-76.
- Salas, R. (1987) El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca. Tesis Doct. Univ. Barcelona, 345 pp. Inédita.
- Salas, R. (1989) Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo

- Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y Costero-Catalana. *Cuad. Geol. Ibérica.*, **13**, 121-157.
- Salas, R. y Casas, A. (1993) Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, **228**, 33-55.
- Salas, R.; Guimerá, J.; Mas, R.; Martín-Closas, C.; Meléndez, A. y Alonso, A. (en prensa) Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic Inversion (Iberian Chain). En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Eds. W. Cavazza; A.H.F.R. Roberston y P. Ziegler). *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*
- Salinas, F.J. y Mas, J.R. (1989) Individualización de la Cubeta lacustre de Cervera del Río Alhama (la Rioja) durante la sedimentación del Grupo Urbión (Cretácico inferior). *Comunicaciones XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, 1989*, 79-82.
- Saller, A.H. (1992) Calcitization of aragonite in Pleistocene limestones of Enewetak Atoll, Bahamas, and Yucatan- An alternative to thin-film neomorphism. *Carbonates and Evaporites*, **7**, 56-73.
- Salomon, J. (1982a) Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Espagne du Nord), Chaîne Cantabrique et NW Ibérique). Stratigraphie, Sédimentologie, Cartographie, relations entre tectonique et sedimentation. *Mem. Geol. Univ. Dijon*, **6**, 277 pp.
- Salomon, J. (1982b) El Cretácico inferior, Cameros-Castilla. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complu. Madrid, 345-387.
- Salomon, J. (1983a) Le Crétacé inférieur continental. Le fossé de Soria. *Mem. Geol. Univ. Dijon*, **9**, 25-43.
- Salomon, J. (1983b) Les phases "fossé" dans l'histoire du bassin de Soria (Espagne du Nord) du Jurassique supérieur-Cretace inférieur. *B.C.R.E.D.P.*, 399-407.
- Salomon, J. (1984) Paléopédologie et redistributions carbonatées dans le formations continentales du Jurassique supérieur du bassin de Soria (Espagne). *5º Cong. Eur. Sed. Marseille Resúmenes*, 393-394.
- Salomons, W. y Mook, W.G. (1986) Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. En: *Handbook of environmental isotope geochemistry*, v. 2. *Terrestrial environment* (Eds. P. Fritz y J.C. Fontes). Elsevier. Amsterdam. 239-269.
- San Román, J. y Aurell, M. (1992) Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**, 101-107.
- Sánchez Lozano, R. (1894) Descripción física, geológica y minera de la Provincia de Logroño. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*. Madrid
- Sass-Gustkiewicz, M. y Kwiecinska, B. (1999) Organic matter in the Upper Silesian (Mississippi Valley-Type) Zn-Pb deposits, Poland. *Economic Geology*, **94**, 981-992.
- Scholle, P.A. (1978) A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, **27**, 241 pp.
- Schreiber, B.C.; Smith, D. y Schreiber, E. (1981) Spring peas from New York State: Nucleation and growth of fresh water hollow oolites and pisolites. *Jour. Sedim. Petrol.*, **51**, 1341-1346.
- Schriel, W. (1930) Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. *Abh. Ges. Wiss. Gött.*, **XVI**, **2**, 466-567
- Schroeder, J.H. y Purser, B.H. (eds.) (1986) Reef diagenesis. Springer-Verlag. Berlin. 455pp.
- Schudack, M. (1984) Die Jura/Wealden-Grenzschichten in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Z. Dt. Geol. Ges.*, **135**, 57-65.
- Schudack, M. (1987) Charophytenflora und fazielle entwicklung der grenzschichten mariner Jura/Wealden in den nordwestlichen Iberischen Ketten (mit vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica, (B)*, **204**, 1-180.
- Schudack, M. E. (1999) Ostracoda (marine/nonmarine) and palaeoclimate history in the Upper Jurassic of Central Europe and North America. *Marine Micropaleontology*, **37**, 273-288.
- Schudack, M. y Schudack, U. (1988) Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Range. *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Programa y resúmenes de comunicaciones*, 93.

- Schudack, M. y Schudack, U. (1989) Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowiss. Abh. (A)*, **106**, 409-443.
- Scoffin, T.P. (1987) An introduction to carbonate sediments and rocks. Ed. Blackie, Glasgow, 234 pp.
- Scotchman, I.C. (1991). The geochemistry of concretions from the Kimmeridge Clay Formation of southern and eastern England. *Sedimentology*, **38**, 79-106.
- Sellwood, B.W.; Sheperd, T.J.; Evans, M.R. y James, B. (1989) Origin of late cements in oolitic reservoir facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid Jurassic. Southern England). *Sedimentary Geology*, **61**, 223-237.
- Sheppard, S.M.F. y Schwarcz, H.P. (1970) Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **26**, 161-198.
- Sherman, D.J.; Khouri, J. y Taha, S. (1961) On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. *Geol. London Ass. Proc.*, **71**, 1-12.
- Sippel, R.F. y Glover, E.D. (1965) Structures in carbonate rocks made visible by luminescence petrography. *Science*, **150** (1), 1283-1287.
- Smith, J.V. y Stenstrom, R.C. (1965) Electron-excited luminescence as a petrologic tool. *Jour. Geol.*, **73**, 627-635.
- Smith, A.G.; Smith, D.G. y Funnell, B.M. (1994) Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge University Press. Cambridge, 99 pp.
- Sommer, S.E. (1972a) Cathodoluminescence of carbonates: 1- Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions. *Chem. Geol.*, **9**, 257-273.
- Sommer, S.E. (1972b) Cathodoluminescence of carbonates: 2- Geological applications. *Chem. Geol.*, **9**, 275-284.
- Spötl, C. y Pitman, J.K. (1998) Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. En: *Carbonate cementation in sandstones* (Ed. S. Morad). *Special Publication of the Int. Ass. Sed.*, **26**, 437-460.
- Steinen, R.P. (1974) Phreatic and vadose diagenetic modification of Pleistocene limestone: petrographic observations from subsurface Barbados, West Indies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **58**, 1008-1024.
- Strasser, A. (1986) Ooids on Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**, 711-727.
- Sun, S.Q. y Wright, V.P. (1989) Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. *Sedimentary Geology*, **65**, 165-181.
- Sun, S.Q.; Fallick, A.E. y Williams, B.P.J. (1992) Influence of original fabric on subsequent porosity evolution: an example from the Corallian (Upper Jurassic) reefal limestones, the Weald Basin, southern England. *Sedimentary Geology*, **79**, 139-160.
- Sverjensky, D.A. (1984) Oil field brines as ore-forming solutions. *Economic Geology*, **79**, 23-37.
- Sverjensky, D.A. (1989) The diverse origins of Mississippi Valley-Type Zn-Pb-Ba-F deposits. *Chron. rech. min.*, **495**, 5-13.
- Taylor, K.G. (1990) Berthierine from the non-marine Wealden (Early Cretaceous) sediments of South-East England. *Clay Minerals*, **25**, 391-399.
- Taylor, K.G. y Curtis, C.D. (1995) Stability and facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from a Jurassic ironstone-mudstone succession, U.K. *J. Sediment. Res.*, **65**, 358-368.
- Ten Have, H. y Heijnen, W. (1985) Cathodoluminescence activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach. *Geologie en Mijnbouw*, **64**, 297-310.
- Tischer, G. (1966a) Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, **44**, 123-164.
- Tischer, G. (1966b) El delta wealdico de las Montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, **81**, 53-78.
- Toth, T.A. y Fritz, S.J. (1997) An Fe-Berthierine from a Cretaceous laterite. Part I. Characterization. *Clays and Clay Minerals*, **45**, 564-579.

- Trewin, N.H. (1988) Use of the Scanning Electron Microscope in sedimentology. En: *Techniques in Sedimentology* (Ed. M. Tucker). Blackwell Scientific Publications, 229-273.
- Tucker, M.E. (1985) Calcitized aragonite ooids and cements from the late Precambrian Biri Formation of southern Norway. *Sedimentary Geology*, **43**, 67-84.
- Tucker, M.E. (1987) *Sedimentary Petrology: an introduction*. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 252 pp.
- Tucker, M.E. y Bathurst, R.G.C. (1990) Marine diagenesis: Modern and ancient. En: *Carbonate diagenesis* (Eds. M.E. Tucker y R.G.C. Bathurst). Reprint Series of the Int. Ass. Sed., **1**. Blackwell Scientific Publications, 1-9.
- Tucker, M. y Wright, V.P. (1990). Carbonate sedimentology. Blackwell scientific publications. Oxford. 482 pp.
- Urey, H.C. (1947) The thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc.*, **1947**, 562-581.
- Urrutia P.L. (1878) Datos geológico-mineros de la Provincia de Logroño. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, **V**, 315-320. Madrid.
- Valdes, P.J. y Sellwood, B.W. (1992) A palaeoclimate model for the Kimmeridgian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **95**, 47-72.
- Valladares-González, M.I. (1976) Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda (provincias de Burgos y Soria). Tesis Doctoral, Dpto. Estratigrafía, Univ. Salamanca. Inédita.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982) Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, **4**, 320-343.
- Veizer, J. (1983) Chapter 3: Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element techniques. En: *Stable isotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course*, **10**, 3.1-3.100.
- Veizer, J.; Bruckschen, P.; Pawellek, F.; Diener, A.; Podhala, O.G.; Carden, G.A.F.; Jasper, T.; Korte, C.; Strauss, H.; Azmy, K. y Ala, D. (1997) Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **132**, 159-172.
- Velde, B., ed. (1995) Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment. Springer. Berlin, 334 pp.
- Vera, (en prensa) En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Eds. W. Cavazza; A.H.F.R. Roberston y P. Ziegler). *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur*
- Vicente, M. (1903) Notas geológicas sobre el Moncayo. *Bol. Soc. Arag. Ciencias Nat.*, **II**, 253-261 y 297-306.
- Vilas, L.; Alonso, A.; Arias, C.; García, A.; Mas, J.R.; Rincón, R. y Meléndez, N. (1983) The Cretaceous of the Southwestern Iberia Ranges (Spain). *Zitteliana*, **10**, 245-254.
- Vilas, L.; Mas, R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N. y Rincón, R. (1982). Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense. Madrid, 457-513.
- Virgili, c.; Sopeña, A.; Ramos, A.; Arche, A. y Hernando, s. (1983) El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. En: *Libro Jubilar José María Ríos. Ministerio de Industria*, Madrid, **II**, 25-36.
- Walker, R.G. y Plint, A.G. (1992). Wave-and storm-dominated shallow marine systems. En: *Facies models. Response to sea level change* (Eds. R.G. Walker y N.P. James). *Geological Association of Canada*, 219-238.
- Walter, L.M. (1985) Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution: Implications for diagenesis. En: *Carbonate cements* (Eds. N. Schneidermann y P.M. Harris). *SEPM Special Publication*, **36**, 3-16.
- Waychunas, G.A. (1988) Luminescence, X-ray emission and new spectroscopies. En: *Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology* (Ed. F.C. Hawthorne). Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, **18**, 639-698.
- Wedepohl, K.H. (1969) Handbook of Geochemistry. Vol. I. Springer-Verlag. Berlín. 442 pp.
- Weissert, H. y Mohr, H. (1996) Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**, 27-43.
- Werner, W.; Leinfelder, R.R.; Fürsich, F.T. y Krautter, M. (1994) Comparative paleoecology of marly coralline sponge-bearing reefal associations



- from the Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Portugal and Southwestern Germany. Proceedings Cnidaria Congress, Münster, 1991, *Cour. Forsch.-Inst.*, **172**, 381-397, Frankfurt.
- Westermann, G. (1955) Biostratigraphische Untersuchungen im Jura südlich der Sierra de la Demanda (Nordspanien). *Geol. Jb.*, **70**, 515-534.
- Wilde, S. (1988a) Das Bathonium und Callovium der Nordwest-Iberischen Ketten (Jura, Spanien). Sequenzen einer sich differenzierenden Epikontinental-Plattform. *Boucharmer geol. u. Geotechn. Arb.*, **30**, 1-222.
- Wilde, S. (1988b) El Bathoniense-Calloviense de Ágreda y el desarrollo del Dogger y del Malm marino del Madero-Moncayo. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. *Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)*, **11**, 217-237.
- Wilde, S.; Mensink, H. y Mertmann, D. (1988) El Oxfordiense-Kimmeridgiense de Aldea del Pozo (Soria): Alternancias cíclicas de un lago costero. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Programa y resúmenes de comunicaciones, 107.
- Wilson, J. L. (1975) Carbonate facies in Geologic History. Springer-Verlag. Berlín, 471 pp.
- Wnendt-Juber, E. (1990) Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete. Mikrofauna und flora der korallenkalke. *Palaeontographica, A*, **214** (3-6), 79-120.
- Woronick, R.E. y Land, L.S. (1985) Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formations, South Texas. En: *Carbonate cements* (Eds. N. Schneidermann y P.M. Harris). *SEPM Special Publication*, **36**, 265-275.
- Wright, V.P. (1988) Paleokarst and paleosols as indicators of paleoclimate and porosity evolution: a case study from the Carboniferous of South Wales. En: *Paleokarst* (Eds. N.P. James y P.W. Choquette). Springer-Verlag. Berlín. 329-341.
- Wright, V.P. y Tucker, M.E. (1991) Calcretes: An introduction. En: *Calcretes* (Eds. V.P. Wright y M.E. Tucker). Blackwell Scientific Publications. Oxford. 1.22.
- Zeher, S.; Bechstadt, T. McKencie, J. y Richter, D.K. (1995) Diagenetic evolution of the Carnian Wetterstein platforms of the eastern Alps. *Sedimentology*, **42**, 199-222.
- Ziegler, P.A. (1989) Evolution of the North Atlantic – An overview. En: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins (Eds. A.J. Tankard y H.R. Balkwill). *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, **46**, 111-129.
- Zimmerle, W. (1991) Stratigraphic distribution, lithological paragenesis, depositional environments and diagenesis of fossil siliceous sponges in Europe. En: *Fossil and recent sponges* (Eds. J. Reitner y H. Keupp). Springer-Verlag. Berlín. 554-577.